ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

П 4

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ТРУДЫ ВСЕСОЮЗНОГО ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Новая серия *Том 191*

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

(Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ 1971 г., посвященной 70-летию Ю. А. Билибина)

ЛЕНИНГРАД
1973

УДК 553.078

Коллектив авторов. Проблемы региональной металлогении. Л., 1973. (М-во геологии СССР. Всесоюзн. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

В сборнике публикуются доклады, прочитанные на сессии Ученого совета ВСЕГЕИ 1971 г., посвященной 70-летию выдающегося ученого-металлогениста Ю. А. Билибина. В них охарактеризованы успехи в развитии региональной металлогении в СССР и отображены новейшие теоретические представления в этой области знаний. В докладах рассматривается металлогения главнейших структурных элементов континентальной коры — геосинклинально-складчатых областей, платформ, щитов и областей тектоно-магматической активизации. Обсуждаются некоторые геологические закономерности размещения металлогенических провинций, рудных районов и месторождений. Рассматриваются значение металлогенических факторов и метаморфизма в размещении рудных районов и месторождений, тектоногеохимические типы рудопитающих метаморфогенных систем, принципы систематики эндогенных рудных месторождений на формационной основе, изучение направленности геологических процессов во времени для целей металлогенического анализа.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и геологов, работающих в области геологии месторождений полезных ископаемых и сопредельных областях геологических знаний — геотектонике, петрологии и геохимии.

Научные редакторы: *В. Г. Грушевой, М. И. Иициксон, Д. В. Рундквист*

Д. В. Рундквист

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО

В этом году открытие традиционной годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ совпало со знаменательными днями в жизни нашей страны — обсуждением во всех научных и производственных организациях итогов работы XXIV съезда КПСС. XXIV съезд Коммунистической партии Советского Союза, наметивший генеральную программу развития народного хозяйства в новом девятом пятилетии, решительное ускорение научно-технического прогресса во всех отраслях промышленности, выдвигает новые большие задачи и перед геологами нашей страны. В Директивах съезда указывается на необходимость «повысить эффективность геологоразведочных работ», «расширить работы по геологическому изучению земных недр и разведке минерально-сырьевых ресурсов...», «улучшить размещение производительных сил, развивать экономику всех союзных республик, быстрее осваивать природные ресурсы восточных районов страны * ...».

В свете намечаемых съездом задач представляется особо актуальной программа работы открывающейся сессии Ученого совета ВСЕГЕИ, которая посвящена в этом году семидесятилетию Ю. А. Билибина — замечательного ученого и человека, все свои силы отдавшего развитию минерально-сырьевой базы нашей страны, одного из основателей новой геологической науки — металлогении, синтезирующей все накопленные знания в разных отраслях геологии.

Юрий Александрович Билибин родился 19 мая 1901 г. в г. Ростов-Ярославский и скончался 4 мая 1952 г. в Ленинграде. Короткая, но яркая творческая жизнь Ю. А. Билибина оставила неизгладимый след и в прикладной, и в теоретической геологии. Даже сейчас, по прошествии 20 лет после его смерти, анализируя наследие Ю. А. Билибина, нельзя не поражаться многообразию его таланта, разносторонности интересов, необыкновенно удачному сочетанию в творчестве ученого глубоких теоретических построений, крупных обобщений и важных практических выводов с изящными и тонкими геологическими наблюдениями.

Принципиально новое значение для разработки теории прогнозирования месторождений и рудных районов имеет разработанный Ю. А. Билибиным историко-геологический метод металлогенического анализа, в основу которого положена концепция о закономерном направленном процессе геологического развития Земли. Созданная Ю. А. Билибиным методика анализа открывает большие возможности для научного прогноза месторождений, основанного на учете совокупности геологических факторов.

---

* Решения XXIV съезда КПСС по отчетному докладу ЦК КПСС. Коммунист, № 6, 1971.

Многие выводы и построения Ю. А. Билибина нередко казались сначала необоснованными и противоречивыми, порой даже парадоксальными, и постоянно вызывали острые дискуссии. Именно эти выводы пережили время, привели к коренной перестройке целых научных направлений, оставили неизгладимый след в виде открытых месторождений, вновь воздвигнутых городов, многократно переиздающихся и не теряющих своего значения и интереса книг.

В результате своей научной и практической деятельности Ю. А. Билибин дал блестяще подтвердившиеся прогнозы, выявил целый ряд общих закономерностей геологического развития, вооружив этими знаниями огромную армию советских геологов.

Ю. А. Билибин сплотил вокруг себя замечательный коллектив соратников и учеников, которые уже почти 20 лет без Ю. А. Билибина успешно применяют его учение. Некоторые из них выступят с докладами на этой сессии.

В соответствии с целями и задачами сессии все доклады могут быть сгруппированы в два основных раздела:

I. Металлогения главнейших структурных элементов континентальной коры.

II. Некоторые общие вопросы металлогении.

П. М. Татаринов

Ю. А. БИЛИБИН И СОВЕТСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогения является одной из ветвей учения о геологии месторождений полезных ископаемых, получившей развитие позже других его разделов. Зачатки этой науки мы видим в 20—30 годах нашего столетия в статьях Де-Лоне, В. А. Обручева и А. Е. Ферсмана, а несколько позже — в работах Г. Штилле и В. А. Николаева. Однако основоположниками советской металлогенической школы, последовательно ее возглавлявшими, являлись С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин.

В статье «Работы С. С. Смирнова в области металлогении *», Ю. А. Билибин охарактеризовал учение о металлогении как «такую отрасль геологических знаний, которая занимается установлением и изучением геологических закономерностей распределения различных типов металлического оруденения во времени и пространстве и тех геологических факторов, которые это распределение контролируют».

Если в это определение перед словом «металлического» добавить слово «эндогенного», то будет охарактеризован тот объем науки металлогении, который существовал при жизни Ю. А. Билибина и сохранился, к сожалению, почти без изменения, в работах созданной им во ВСЕГЕИ металлогенической школы до сего времени.

В этой же статье Ю. А. Билибина поднимается вопрос о работах С. С. Смирнова в области специальной (олово), региональной (Забайкалье) и общей (Тихоокеанский металлогенический пояс) металлогении. Если проследить творческий жизненный путь замечательного ученого-геолога Ю. А. Билибина, то легко увидеть, что эти же стороны науки металлогении, намеченные С. С. Смирновым, охвачены и в его работах.

Наиболее ранний (1926—1927 гг.) период жизни и деятельности Ю. А. Билибина был посвящен изучению металлогении Алданского района и металлогении золота.

Следующий, колымский (1928—1934 гг.), наиболее блестящий период ранней деятельности Ю. А. Билибина был посвящен изучению металлогении района Колымы и снова металлогении золота, вопросам взаимосвязи месторождений золота и олова, а также разработке теории малых интрузий (до-, меж- и послебатолитовых) и их рудоносности.

Академик С. С. Смирнов в 1940 г. писал: «Смелый и научно обоснованный прогноз Ю. А. Билибина, являющийся самым ярким среди всех известных геологических прогнозов, и составленная им в связи с этим докладная записка в Правительство явились главным толчком к развороту громадных работ по освоению нового крупного, ранее совершенно неисследованного района».

---

* Записки ВМО, № 1, ч. 77, серия 2, 1948, стр. 15.

В этот период проявились особенно ярко колоссальная работоспособность Ю. А. Билибина, его личный талант исследователя и организатора, уменье руководить работой большого коллектива геологов. Город Билибин и памятник, там воздвигнутый, являются ярким свидетельством признания советским народом заслуг Ю. А. Билибина.

В 1934—1940 гг. Ю. А. Билибин снова обратился к изучению геологии и металлогении Алдана и Якутии. В этот период им была создана широко известная монография «Основы геологии россыпей», выдержавшая три издания.

В период Великой Отечественной войны Ю. А. Билибин, в содружестве с С. С. Смирновым, начинает работать над вопросами общей металлогении. В это время у него выкристаллизовывается идея, навеянная С. С. Смирновым, об интрузивных и рудных комплексах; он обращается к изучению металлогении всех эндогенных рудных полезных ископаемых.

Наконец, в последний период своей жизни и деятельности (1944—1952 гг.) Ю. А. Билибин окончательно возвращается на работу во ВСЕГЕИ и начинает развивать металлогенические исследования в более широком аспекте в связи с необходимостью срочной разработки специальной металлогении урана. Эти исследования проводятся на территории Средней Азии, Дальнего Востока, Тувы, Якутии, Казахстана, Минусинского края и Приазовья. Организатор по натуре, всю жизнь работавший с коллективами, он создает в 1947 г. коллектив геологов сектора металлогении во ВСЕГЕИ для проведения региональных металлогенических исследований, которыми была охвачена в ближайшие годы территория всей страны. На базе этих исследований возникли теоретические построения Ю. А. Билибина об общей металлогении подвижных (геосинклинальных) поясов и отчасти об общей металлогении платформ.

К концу 1946 г. им был разработан вопрос о выделении этапов развития подвижных зон, доложенный на сессии Отделения геолого-географических наук Академии наук СССР и освещенный в статье «Общие принципы металлогенических исследований»*. В 1948 г. на аналогичной сессии в АН СССР и в статье «Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон»** им произведен анализ и сопоставление металлогении Тихоокеанского и Средиземноморского металогенических поясов, выделен и охарактеризован Уральский металлогенический пояс и сделан вывод о различных типах минерализации в этих поясах.

Наконец, в лекциях, прочитанных в Ленинградском университете в 1950—1951 гг., Ю. А. Билибиным были заложены основы работы «Металлогенические эпохи и провинции», опубликованной в 1955 г. В этой работе наиболее полно и систематично изложены идеи Ю. А. Билибина, основанные на результатах широких исследований, проведенных под его руководством коллективом геологов-металлогенистов ВСЕГЕИ. Ю. А. Билибиным весьма полно и обстоятельно были разработаны вопросы металлогении подвижных поясов, очень бегло и предварительно — металлогении платформ и лишь примерно — вопросы эволюции металлогении во времени (металлогения геологических эпох). Надо при этом помнить, что при жизни Ю. А. Билибина геологами не был выделен третий тип основных структур земной коры — областей «дива», по Чень Го-да, или областей тектонической активизации (автономной и отраженной, по А. Д. Щеглову), или сводово-глыбовых областей, по Е. Д. Карповой. Но в своем западноевропейском типе минерализации Ю. А. Билибин весьма близко подошел к выделению типа минерализации областей тектонической активизации («конечные этапы развития

---

* Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

** Изв. АН СССР, серия геол., № 4. 1948.

подвижных зон»), противопоставляемого им тихоокеанскому и уральскому типам. Вот что он писал: «Особенность минерализации западноевропейского типа заключается в том, что минерализация самых последних этапов тектоно-магматического цикла очень выдержана во времени и продолжается с сохранением многих своих характерных отличий и после перехода орогена в платформенное состояние» (Билибин, 1955, стр. 62).

Уже после смерти Ю. А. Билибина его учениками и последователями во ВСЕГЕИ были составлены металлогенические карты СССР в масштабах 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000, публикация которых затянулась потому, что после смерти Ю. А. Билибина началась жесткая, но в большинстве случаев не резонная критика его металлогенических идей.

Идеи Ю. А. Билибина выдержали проверку временем и в настоящее время, через 20 лет после его кончины, нашли широкое применение при составлении металлогенических карт средних и крупных масштабов, распространены его учениками и последователями на металлогению платформ и областей тектонической активизации.

Из металлогенических исследований Ю. А. Билибина вытекает ряд задач перед будущими подобного рода исследованиями:

а) металлогеническими исследованиями надо охватить не только эндогенную, но и экзогенную минерализацию, потому что с каждым годом становится очевидным быстрый рост промышленного значения последней;

б) придать этим исследованиям вместо металлогенического минерагенический характер, что отчасти уже сделано;

в) надежнее и детальнее изучить минерализацию зон тектонической активизации, минерализацию срединных массивов;

г) точнее и детальнее установить закономерности развития минерализации во времени.

Занявшись вопросами металлогении, недоработанными Ю. А. Билибиным и оставленными им нам в наследие, и достигнув успеха в их разрешении, мы наилучшим образом почтим память безвременно ушедшего от нас блестящего геолога-металлогениста, организатора и главы металлогенической школы ВСЕГЕИ — Юрия Александровича Билибина.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В. Г. Грушевой

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ)

Общая теория металлогении была создана Ю. А. Билибиным на геологическом материале по геосинклинально-складчатым областям, рудные месторождения которых представлены многочисленными типами, давно разрабатываются и изучаются. Наиболее полно и систематично теоретические положения Ю. А. Билибина по вопросам эндогенной металлогении геосинклинально-складчатых областей, или подвижных поясов, представлены в двух его работах: «Общие принципы регионального металлогенического анализа», написанной в 1949 г., и «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи» — в 1951 г. (изданы посмертно в 1955 и 1961 гг.).

Основные принципы металлогенической концепции Ю. А. Билибина приведены во введении ко второй его работе. Им предложено широкое диалектическое определение процессов образования минеральных и, в частности, рудных месторождений как «одной из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры», причем процессы минерализации «теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т. е. осадконакоплением, тектоническими движениями (развитием структур), магматической деятельностью и метаморфизмом, и должны изучаться лишь в своем историческом развитии в связи со всеми названными процессами».

Это определение процессов минералообразования теперь принято не только советскими, но и многими зарубежными исследователями минеральных месторождений.

Принимая общепринятое тогда геологами выделение в пределах континентальной земной коры двух типов крупных структурных элементов — платформ и подвижных поясов, причем тем и другим свойственны свои особенности процессов и стадий геологического развития, Ю. А. Билибин считал, что в деле изучения эндогенной металлогении подвижные пояса имеют преимущества перед платформами ввиду большей длительности, интенсивности и разнообразия процессов эндогенной минерализации, в связи с чем в них сосредоточено и явно преобладающее количество месторождений, к тому же и более изученных. Разработанный Ю. А. Билибиным широкий исторический подход к трактовке закономерностей в возникновении и пространственном распределении минеральных месторождений, в первую очередь в подвижных поясах земной коры, был крупнейшим достижением по сравнению с ранее существовавшими попытками толкования этих вопросов. Указанные работы Ю. А. Билибина и посвящены всесторонней характеристике взаимосвязей процессов эндогенной минерализации и образования месторождений с общим ходом геологического развития земной коры в пределах геосинклинально-складчатых областей (подвижных поясов).

Предложенная Ю. А. Билибиным и выполнявшаяся под его руководством группой геологов ВСЕГЕИ методика металлогенических исследований в очень кратком виде сводится к следующему.

На территории СССР были выделены крупные геологические регионы (провинции) и внутри них районы, различавшиеся историей геологического развития и комплексами минеральных месторождений.

Эндогенные месторождения были сгруппированы в рудные или минеральные комплексы, объединенные общностью родоначального магматического очага и вмещающей структуры, приуроченностью к одному этапу в геологическом развитии района. Подобным образом и интрузивные породы, происшедшие из общего магматического очага, но иногда достаточно различные по составу, объединялись в интрузивные комплексы. Устанавливалась генетическая связь каждого минерального комплекса с тем или другим интрузивным комплексом, а также возрастная последовательность интрузивных и отвечающих им минеральных комплексов, что было отражено в специальных таблицах (по районам). Сопоставление региональных таблиц позволило сделать ряд следующих обобщений, положенных в дальнейшем в основу региональных металлогенических исследований:

1. В различных районах, несмотря на значительную удаленность их друг от друга, а иногда и на различия в геологическом возрасте, встречаются сходные минеральные, а также интрузивные комплексы.

2. Сходные минеральные комплексы в различных районах связаны со сходными же интрузивными комплексами, что свидетельствует о правильности установления такой генетической взаимосвязи в разных районах, изученных независимо друг от друга. Незначительные различия, наметившиеся при таких сопоставлениях для разных районов, могут представлять чисто локальную особенность отдельного региона или района, а также могут быть отнесены за счет различий геологического возраста сопоставляемых районов, а иногда и за счет различной глубины эрозионного среза.

3. Различные интрузивные и отвечающие им минеральные комплексы сменяют друг друга во времени в определенной последовательности, более или менее одинаковой в условиях различного геологического возраста, и в достаточно удаленных друг от друга регионах. Обычно эти отклонения выражаются в выпадении одних комплексов, в двукратном или многократном проявлении других. Указанная закономерность позволила разработать схему наиболее обычной (нормальной) последовательности их во времени.

4. Корреляция таблиц отдельных этапов эндогенной минерализации по районам с отдельными этапами геологического развития соответствующих подвижных зон показала, что сходные этапы минерализации и магматизма отвечают сходным этапам геологического развития этих подвижных поясов независимо от различий геологического возраста и пространственного положения. На основании этой схемы по признаку изменения состава эндогенной минерализации и интрузивных пород оказалось возможным расчленить процесс эндогененой минерализации, а вместе с тем и процесс геологического развития подвижных поясов на ряд последовательных этапов, совпадающих с этапами, намечаемыми на основе других геологических процессов (осадконакопления, тектогенеза и др.).

В самом кратком виде общая схема истории геологического развития любого подвижного пояса в пределах одного тектоно-магматического цикла может быть охарактеризована, по Ю. А. Билибину, следующим образом. Выделяются три главных периода, различающихся по их геологическому и металлогеническому содержанию: 1) геосинклинальный период преобладания нисходящих тектонических движений (опусканий) и проявления с изменчивой интенсивностью основных,

ультраосновных магм и их различных дифференциатов (средних и до известных пределов кислых) с сопутствующей им минерализацией — начальные и ранние этапы или стадии развития подвижного пояса; 2) орогенный период преобладания восходящих движений (поднятий), проявления мощных складчатых движений и гранитоидных интрузий, главным образом батолитовых тел нормального и кислого состава, со связанной с ними минерализацией (преимущественно редкометальной) — средние этапы (стадии) развития; 3) посторогенный период консолидации складчатой области с переходом ее в молодую платформу, проявления магматической деятельности как эффузивной, так и в виде малых интрузий разнообразного состава (от основных до кислых и щелочных) — поздние и конечные этапы (стадии) развития пояса.

Ю. А. Билибин во всх своих работах употреблял термин «этапы развития», замененный позже в работах его учеников и последователей термином «стадии развития», который рассматривался как синоним.

От закономерностей распределения эндогенных месторождений во времени (показанных в виде общей таблицы) Ю. А. Билибин переходит к закономерностям пространственного их распределения, которые только и могут быть использованы при поисках новых месторождений.

При обобщении результатов исследований на обширной территории СССР устанавливается, что каждый минеральный комплекс, отвечающий определенному этапу развития эндогенной минерализации, так же как и интрузии (или вообще проявления магматизма), с которыми генетически связана эта минерализация, наиболее интенсивно представлены в пределах определенных структурных зон. Каждая структурная зона вмсте с тем характеризуется и определенными фациальными особенностями осадконакопления.

Особенности осадконакопления, структур, магматизма и эндогенной минерализации отличают каждую такую структурную зону от других структурных зон той же области. Такого рода зоны Ю. А. Билибин назвал структурно-металлогеническими. Позже бóльшее распространение получил синоним этого термина — «металлогенические зоны».

Во взаимном расположении последовательно возникающих структурно-металлогенических зон Ю. А. Билибин считал возможным усматривать следующие закономерности: наиболее ранние зоны нередко приурочены к антиклинориям, которые обычно закладываются ранее синклинориев; в структуре региона ранние зоны занимают осевое положение, с обеих сторон к ним пристраиваются более поздние зоны; наиболее молодые зоны типа синклинориев, иногда в виде краевых прогибов, отделяют складчатую область от оконтуривающих ее или срединных жестких массивов. Ю. А. Билибин указывает, что в длительном процессе формирования каждой структурно-металлогенической зоны этапы тектогенеза и отвечающие им интрузивные и минеральные комплексы могут проявляться неоднократно, но обычно можно выделить один или два таких преобладающих этапа, придающих каждой зоне отчетливый металлогенический облик. Здесь же Ю. А. Билибин делает оговорку, что «приведенные данные о взаимном расположении структурно-металлогенических зон являются, конечно, лишь грубой схемой, отражающей только основные тенденции в пространственном распределении последовательно возникающих... зон».

Теоретические положения Ю. А. Билибина по вопросам металлогении наряду с довольно скорым распространением и широким признанием, в первую очередь среди советских, а далее и зарубежных геологов, не избегли общей участи многих новых научных представлений и вызвали появление ряда критических статей и высказываний со стороны некоторых советских геологов.

Критические замечания авторов отдельных статей в основном сводились к указаниям на излишнюю унифицированность и жесткость предлагаемой Ю. А. Билибиным общей схемы развития складчатых областей, так как в такой универсальной схеме не могут быть отражены все особенности истории формирования структур, магматизма и минерализации отдельных изучавшихся областей. Эти замечания были, главным образом, обусловлены недостаточным знакомством с работами Ю. А. Билибина, в которых он с достойной удивления самокритичностью предупреждал о возможных случаях отклонений от разработанной им общей схемы, для которых при современном уровне знаний не всегда могут быть даны полные объяснения. Другие замечания касаются вопроса о наблюдаемых в схеме Ю. А. Билибина случаях мнимой конвергентности и повторяемости некоторых типов минерализации, связанных с определенными типами интрузий. Но нельзя упускать из вида, что сам Ю. А. Билибин в своей схеме развития на примере некоторых складчатых областей (например, Урала) отмечает и объясняет повторяемость в начальных и ранних стадиях развития ультраосновных и основных пород и их оруденения. В отношении же проявлений минерализации, сопровождающих различные кислые интрузии (или вообще проявления магматизма), уже из внимательного ознакомления со схемой Ю. А. Билибина можно убедиться, что полной повторяемости их не наблюдается: плагиограниты и диориты ранних стадий развития, гранитоиды батолитов средних стадий и малые гранитоидные интрузии поздних стадий с соответственно сопровождающей минерализацией существенно отличаются друг от друга.

Таким образом, целый ряд критических замечаний по металлогенической концепции Ю. А. Билибина был вызван просто недостаточным знакомством с его работами, но несомненно также, что одной из причин критических выступлений против нее была и новизна некоторых представлений и понятий, в то время еще очень дискуссионных, а также различия в толковании ряда терминов, не получивших достаточно полного определения (этапы, стадии, циклы геологического развития и др.).

Анализ громадного фактического материала по геологическому строению, истории развития, магматизму и металлогении геосинклинально-складчатых областей СССР позволил Ю. А. Билибину выделить несколько главных типов эндогенной минерализации, присущих вообще соответственно сходным складчатым областям континентов, получившим название металлогенических провинций. Этот термин сравнительно редко употреблялся Ю. А. Билибиным и получил распространение и развернутое толкование позднее (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967).

Ю. А. Билибин выделил и достаточно подробно охарактеризовал три типа эндогенной минерализации, определяющих главные отличительные черты трех типов металлогенических провинций и входящих в их состав главнейших структурно-металлогенических зон. По признаку географического положения эти типы минерализации и металлогенических провинций были названы уральским, восточноазиатским (первоначально дальневосточным) и западноевропейским.

В основу выделения трех типов провинций были приняты следующие критерии: положение в общем процессе геотектонического развития, характер и состав магматических пород и связанных с ним проявлений минерализации.

Особое значение Ю. А. Билибин придавал проявлениям минерализации, как наиболее наглядному критерию, суммарно, кратко и выразительно отражающему металлогенический облик типа минерализации и провинции. К типу, наиболее отчетливо представленному на Урале (уральскому), отнесены палеозойские или разновозрастные складчатые пояса, прошедшие главное развитие в ранних и частично в средних ста-

диях с характерным для них ультраосновным и основным магматизмом и в меньшей степени с более кислыми его дифференциатами до плагиогранитов и сопровождающим его оруденением (Fe, Ti, Cr, Ni, Co, Pt, Cu). К восточноазиатскому типу отнесены мезозойские складчатые области Востока Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока с преобладанием средних и поздних стадий развития, кислым (гранитоидным) магматизмом и редкометальным, золотым и свинцово-цинковым оруденением (Sn, W, Mo, Be, Au, Pb, Zn). К западноевропейскому типу, более показательно представленному в северной половине Западной Европы, отнесены палеозойские складчатые области поздних и преимущественно конечных стадий геосинклинального развития с разнообразным по составу и условиям проявления магматизмом (интрузивно-эффузивные комплексы) и пестрым составом оруденения (Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Co, Ni, As, CaF_2, Ba).

В позднейших работах советских геологов количество выделяемых типов металлогенических провинций в складчатых областях послепротерозойского мегацикла было увеличено до 5 и более широко были намечены критерии их выделения. В работе А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого, Е. Т. Шаталова (1967) учитываются: 1) строение и состав земной коры, на которой формировалась складчатая область, так как они предопределяют тип тектоно-магматического развития, основные черты осадконакопления, магматизма и металлогенический облик провинций; 2) положение складчатой области по отношению к соседним древним устойчивым областям; 3) особенности осадконакопления, магматизма, метаморфизма, складчатых и разрывных нарушений, процессов рудообразования и типов месторождений в отдельные стадии развития.

В связи с тем, что при современном состоянии наших знаний еще невозможен достаточно полный учет всех этих критериев, названия типов провинций были подобраны (согласно авторам, пока временно) по петрохимическим особенностям магматизма, определяющим металлогенический облик провинций, но при этом были сохранены географические названия, в том числе и предложенные Ю. А. Билибиным. В трем билибинским типам металлогенических провинций, уральскому, или фемическому, восточноазиатскому, или сиалическому, и западноевропейскому, не получившему нового названия или, может быть, близкому к щелочно-фемическо-сиалическому (т. е. таймырскому), были добавлены два новых типа, имеющих промежуточный характер,— казахстано-алтае-саянский, или сиалическо-фемический, и тянь-шаньский, или фемическо-сиалический. Для первого из этих новых типов характерна минерализация Fe, Ti, Cu, Pb, Zn, Au, V, P, а для второго — Sn, W, Bi, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Au и др.

Существует несколько предложенных советскими геологами вариантов классификации рудоносных складчатых территорий или типов геосинклинальных областей, в основу которых положены тектонические, петрохимические и рудно-геохимические признаки. Одной из наиболее развернутых классификаций (кроме классификации А. И. Семенова и др., 1967) является предложенная В. И. Смирновым (1962) на основе выделения четырех типов геосинклиналей (A, B, C и D), различающихся как по истории их формирования (с учетом тех же трех стадий этого процесса, как и у Ю. А. Билибина), так и по внутреннему их строению (разделение на тектонические секторы или зоны). Но в основном и в этой классификации учитываются проявления магматизма и минерализации. В. И. Смирнов тоже предлагает рассматривать ее как предварительную схему.

Количество типов металлогенических (структурно-металлогенических) зон в складчатых областях, точно не установленное Ю. А. Билибиным, с учетом зон допалеозойских циклов и зон экзогенной минера-

лизации, основанное на тех же критериях, как у Ю. А. Билибина, и в первую очередь на составе минерализации (главным образом, рудной), А. И. Семеновым и др. (1967) было доведено до 26. Зоны распределены в группы по стадиям развития тектоно-магматического цикла.

В соответствии с развитием в последние годы учения о формациях в различных отраслях геологической науки и в области металлогении в основу современного выделения типов металлогенических провинций и металлогенических зон должна быть положена дальнейшая разработка классификации магматических и рудных формаций.

Одно из предложений по систематике рудных формаций и увязке их с магматическими формациями сделано В. С. Кормилицыным, П. А. Строной и П. М. Татариновым. Большую помощь в этом деле оказывают уже составленные во ВСЕГЕИ, но требующие дальнейших уточнений, обзорная металлогеническая карта, а также карты магматических и рудных формаций территории СССР.

Металлогеническая концепция Ю. А. Билибина заключает в себе рассмотрение геологических закономерностей развития и размещения рудной минерализации как во времени, так и в пространстве в их тесной взаимосвязи. Если в основной наиболее значительной его работе «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи» (1961) главное внимание уделено закономерностям развития металлогенических процессов во времени, в течение одного тектоно-магматического цикла, т. е. в ходе формирования отдельных структурно-металлогенических зон и выделяемых по их совокупности металлогенических провинций, то в работах «Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон» (1959) и «Общие принципы региональных металлогенических исследований» (1961) очень глубоко и на конкретных примерах различных подвижных поясов рассматриваются закономерности пространственного размещения как отдельных типов металлогенических зон, так и целых металлогенических провинций. В этих работах Ю. А. Билибин обращается к ранее возникшей идее С. С. Смирнова (1946) о существовании в планетарном Тихоокеанском металлогеническом поясе двух крупнейших металлогенических зон — внешней и внутренней (ближайшей к океану), резко различающихся по истории тектоно-магматического развития и типам минерализации, и считает ее чрезвычайно плодотворной, имеющей более общее значение и вполне приложимой к другим крупным металлогеническим поясам. Ю. А. Билибин доказывает это на примерах Средиземноморского, Уральского и Саянского геосинклинальных и металлогенических поясов анализом истории формирования, магматизма и минерализации этих поясов и их внешних и внутренних зон.

При выделении металлогенических поясов (планетарных или вообще очень крупных), их внешних и внутренних зон в качестве региональных структур I порядка отдельные металлогенические провинции, устанавливаемые в их пределах, являются структурами II порядка, а структурно-металлогенические зоны или рудные пояса (при линейном расположении месторождений) и крупные рудные районы (при площадном их расположении) будут уже структурами III порядка, в которых далее можно выделять еще более мелкие локальные структуры (отдельные рудоносные зоны смятия, рудные районы, рудные узлы, рудные поля).

По Ю. А. Билибину (1961), «общий принцип анализа этих структур заключается в том, что ранее сформированным структурам отвечает более ранний комплекс месторождений, позднее сформированным — более поздний комплекс». Знание определенной закономерной последовательности в образовании различных типов «рудных месторождений в ходе тектоно-магматического развития превращает этот принцип в прекрасный метод анализа локальных структур». Далее гово-

рится о взаимном расположении последовательно возникающих во времени локальных структур, к числу которых относятся и металлогенические зоны (как структуры III порядка). Указываются три возможных случая:

а) более молодая структура (и связанное с ней оруденение) возникает на том же месте, что и предшествующая ей, накладываясь на нее и несколько перерабатывая ее;

б) более молодая структура располагается параллельно предшествующей, смещаясь от нее в плане в ту или другую сторону; причем довольно обычно одностороннее смещение структур (и отвечающих им рудных поясов);

в) более молодая структура (или система их) закладывается по другому плану, чем ранние.

Из приведенных Ю. А. Билибиным конкретных примеров по Рудному и Горному Алтаю, Джунгарскому Алатау и Саянскому металлогеническому пояса видно, что имеются в виду не только небольшие локальные структуры, но и очень значительные металлогенические зоны, иногда относящиеся даже к двум соседним металлогеническим провинциям в современном их понимании: например, Алтае-Саянской (сиалическо-фемической) и Иртыш-Зайсанской (фемическо-сиалической). Приведенные Ю. А. Билибиным примеры пространственных взаимоотношений разновременно возникших структур и соответствующих им рудоносных зон с достаточным основанием могут быть распространены и на подвижные пояса, образовавшиеся в течение двух тектоно-магматических циклов развития. Полное совпадение поздней рудоносной структурной зоны с ранее сформировавшейся (наложение первой на вторую) наблюдается, по-видимому, редко, хотя в некоторых подвижных поясах и можно видеть наложение минерализации более молодого тектоно-магматического цикла на структуру предыдущего цикла (в Центральном Казахстане и на Урале герцинская минерализация накладывается на каледонские рудоносные структуры). Чаще наблюдаются случаи смещения в одну сторону последовательно образовавшихся металлогенических зон или рудных поясов и районов. Такое одностороннее смещение разнообразых рудоносных структур наблюдается почти во всех подвижных поясах, в том числе и с полициклическим развитием, что показано и на приведенных Ю. А. Билибиным примерах палеозойских структур Рудного и Горного Алтая, Джунгарского Алатау, а также мезозойских структур Восточного Забайкалья. Особенно отчетливо параллельное и чаще одностороннее размещение металлогенических зон видно в наиболее изученных герцинских подвижных поясах Урала, Центрального Казахстана, Средней Азии и в герцинско-мезозойско-кайнозойском поясе Кавказа. Во всех этих поясах структурные зоны ранних стадий формирования, а в Центральном Казахстане и на Кавказе — разных циклов с комплексами основных и спилито-кератофировых эффузивов, основных и ультраосновных интрузий, с характерными для них рудными комплексами сменяются в одном, реже в двух направлениях зонами средних стадий развития с гранитоидными интрузиями и редкометальным оруденением и иногда зонами поздних и конечных стадий развития с разнообразным по составу магматизмом и характерным пестрым оруденением.

В работе «Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон (1959) Ю. А. Билибин после разбора многих случаев пространственного размещения поясов различного возраста и различного геологического положения, для которых достаточно отчетливо выявляются основные закономерности развития, прямо ставит вопрос: «каким же закономерностям подчинена смена во времени и пространстве одних металлогенических поясов, закончивших свое развитие, другими поясами, более молодыми». Иначе говоря, он ставит вопрос о полициклических поясах и говорит, что «данных для ответа на этот вопрос, к со-

жалению, слишком мало. Для этого необходимо было бы проследить расположение... всех металлогенических поясов и их внешних и внутренних зон... и уже на основании этого обширного материала делать какие-то выводы и обобщения». Таким образом, вопрос о пространственных взаимоотношениях полициклических поясов Ю. А. Билибин считал еще не разрешенным. Можно думать, что он остается нерешенным и сейчас.

Из немногих упомянутых выше примеров (Алтае-Саянская и Иртыш-Зайсанская провинции, Кавказ), касающихся, впрочем, больше металлогенических зон в пределах одного тектоно-магматического цикла (герцинского на Урале и в Центральном Казахстане), а также из приведенных Ю. А. Билибиным (в той же работе) различных полициклических поясов (варисские структуры Монголии и каледонские Саянского пояса) и особенно убедительного примера разновозрастных складчатых структур Прибайкалья и Забайкалья (от архейских до верхнемезозойских) можно заключить, что более обычным является параллельное расположение структур в полициклических поясах.

Случаи дискордантных взаимоотношений рудоносных площадей различных стадий развития или различных тектоно-магматических циклов формирования наблюдаются гораздо реже.

Для разновозрастных поясов (разных тектоно-магматических циклов) Ю. А. Билибин приводит примеры поперечного расположения позднейших поясов на более древних (под почти прямым углом): палеозойской внешней зоны Средиземноморского пояса в общем широтного простирания относительно почти меридиональной протерозойско-палеозойской внутренней зоны Скандинавского пояса и такой же широтной зоны Средиземноморского пояса относительно меридиональной зоны Урала (правда, близкого палеозойского возраста).

Такие взаимоотношения структур различного масштаба могут быть обусловлены либо образованием крупных разрывных нарушений, сопровождаемых вытянутыми прогибами, накладывающихся на ранее сформировавшуюся и достаточно консолидированную складчатую структуру, либо наложением на нее вновь возникших вулканогенных поясов. В пределах времени одного тектоно-магматического цикла и то и другое обычно относится к поздним (и особенно конечным) стадиям его развития, и убедительные примеры таких взаимоотношений можно видеть в Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой провинции Северо-Востока Азии. Очень четко выраженные металлогенические зоны с сульфидно-касситеритовым и полиметаллическим оруденением, сопровождающим гранитоиды омсукчанского комплекса, приурочены к верхнемеловым — палеогеновым поперечным разломам, секущим складчатую толщу верхоянского комплекса (пермь — юра) в бассейне верховьев р. Яны и Балыгычан-Сугойском районе. Юго-восточную часть той же металлогенической провинции занимает грандиозный верхнемеловой и частично палеогеновый Охотско-Чукотский (или Восточноазиатский) вулканогенный пояс, рассматриваемый как единая громадная металлогеническая зона с редкометальным, золотым и другим оруденением, резко несогласно секущая более ранние мезозойские структуры Верхояно-Чукотской складчатой области.

В настоящее время, по-видимому, большее распространение получило представление об этом вулканогенном поясе как области проявления процессов активизации, наложенных на ранее сложившуюся складчатую область. Однако этот и подобные ему вулканогенные пояса обладают многими чертами, достаточно характерными для геологических структур, образовавшихся в последнюю (конечную) стадию развития складчатого пояса. На это особенно обратил внимание Е. Т. Шаталов (1969).

Степень эрозионного среза имеет существенное значение в выявлении закономерностей пространственного размещения металлогенических поясов, разновозрастных провинций и более мелких рудоносных складчатых структур.

Из приведенных в работах Ю. А. Билибина примеров видно, что полная закрытость морем территории к северо-западу от каледонской металлогенической провинции Норвегии (типа внутренних зон металлогенических поясов) не позволяет выявить местоположение внешней металлогенической зоны этой провинции. Внешняя зона протерозойско-палеозойского Уральского металлогенического пояса на западном склоне Урала слабо проявлена в протерозойской покровной структуре прилегающей части Русской платформы. Недостаточная эрозия на территории предполагаемого положения внешней зоны Средиземноморского металлогенического пояса в Монголии затрудняет выявление соотношения ее с внутренней зоной Саянского металлогенического пояса.

Ю. А. Билибиным в основном на примере послепротерозойских геосинклинально-складчатых областей была разработана общая стройная схема геологического и металлогенического их развития с выделением в ней первоначально трех, а потом четырех последовательных этапов (стадий), об основном содержании которых было сказано выше. Помимо ряда уже упомянутых критических замечаний, эта металлогеническая концепция Ю. А. Билибина вскоре вызвала среди советских исследователей дискуссию: отражает ли эта схема общую, одинаковую для всех подвижных поясов Советского Союза направленность развития или в процессе формирования некоторых подвижных поясов может быть выделено несколько повторяющихся периодов (циклов), из которых каждый примерно следует билибинской схеме. Эта дискуссия о направленном или полициклическом развитии хотя бы некоторых подвижных поясов еще и теперь не закончена.

Для решения этого вопроса существенное значение имеет предложение, сделанное в работах А. И. Семенова (1965) и А. И. Семенова и др. (1967), рассматривать геологическое и металлогеническое развитие геосинклинально-складчатых областей в историческом аспекте трех порядков: а) в процессе направленного поступательного усложняющегося и необратимого развития вещества земной коры от архея до кайнозоя включительно (закономерность I порядка): б) в процессе возвратно-поступательного полициклического развития земной коры в пределах тектоно-магматических мегациклов — архейского, протерозойского и послепротерозойского (закономерность II порядка); в) в процессе направленного стадийного и неравномерного формирования каждой области в пределах одного тектоно-магматического цикла (закономерность III порядка).

Главное внимание до сих пор было уделено выяснению закономерностей III порядка и притом в основном в пределах одного послепротерозойского мегацикла. Эти закономерности и отражены в общей металлогенической схеме Ю. А. Билибина, и она могла бы быть применена к расчленению процесса развития областей более древних тектоно-магматических мегациклов, если бы был накоплен достаточный материал по их изучению.

В схеме Ю. А. Билибина последовательные стадии тектоно-магматического и металлогенического развития какой-либо геосинклинально-складчатой области являются лишь частями в пределах более длительного периода или цикла развития. В этих стадиях (или этапах) направленного развития представлены различные, нередко неповторимые геологические явления и в том числе различные ассоциации рудных месторождений, что в совокупности и служит основанием для установления типов металлогенических зон и металлогенических провинций. К сожа-

лению, нет еще одинакового понимания терминов «стадии» (этапы) и «циклы» тектоно-магматического и металлогенического развития геосинклинально-складчатых поясов. Даже в таких достаточно детально изученных складчатых областях, как Урал, Центральный Казахстан, Алтае-Саянская, Северо-Тяньшаньская, Забайкалье, Кавказ, одни геологи выделяют два, три, а на Кавказе даже четыре цикла развития, а другие видят в некоторых из них лишь один цикл, подразделяемый на три-четыре стадии. Обусловлено это тем, что некоторые геологи считают циклом развития те иногда довольно длительные отрезки геологического времени, в которых сосредоточены явления, по всей совокупности признаков относящиеся к одной стадии направленного развития. Для выделяемых циклов тектоно-магматического развития в фанерозое обычно применяются общепринятые в геологии наименования тектонических процессов: циклы каледонские, герцинские, мезозойские (или киммерийские) и кайнозойские, причем отдельные геологи склонны были приписывать этим циклам определенные геохронологические границы, например, каледонский — от начала палеозоя до среднего девона, герцинский — дальше до конца палеозоя и т. д., признавая даже, повидимому, общепланетарное значение такого деления. Неправильность последнего представления уже довольно давно доказана (Шатский, 1939; Яншин, 1962), а Ю. А. Билибин и его сотрудники убедительно показали, что для каледонид Казахстана следует принимать время формирования от протерозоя до девона включительно, для герцинид Урала — от начала ордовика до перми включительно, для герцинид Иртыш-Зайсанской области — от начала девона до перми. В вопросе о направленном, или полициклическом, развитии палеозойских геосинклинально-складчатых областей интересны указания Н. С. Шатского (1960) на то, что в каледонидах ярко проявлены начальные и ранние стадии, слабее — средние и опять интенсивно — поздние, а в герцинидах ранние стадии проявлены, наоборот, слабо, а средние, поздние и конечные очень интенсивно. Герциниды в Западной Европе развивались на незавершенной каледонской складчатости. Здесь можно говорить о некоторой повторяемости явлений в двух циклах и, кроме того, видна общая направленность от цикла к циклу.

В работе А. И. Семенова и др. (1967) дано следующее определение цикличности в тектоно-магматическом развитии складчатых областей: «Под цикличным развитием складчатых областей понимается некоторая закономерная повторяемость стадийного геологического и металлогенического развития от начала заложения геосинклинальной системы до завершения складчатых процессов, т. е. перехода к платформенному состоянию. Более общая направленность в развитии от цикла к циклу устанавливается по количественному изменению в геологическом и металлогеническом содержании отдельных стадий каждого цикла по отношению к предыдущему». Один пример такого направленного изменения общего характера рудной минерализации в двух сопредельных во времени циклах, каледонском и герцинском, отмечен Н. С. Шатским. Вообще же даже крупнейшие мегациклы в истории развития земной коры характеризуются закономерно изменяющимися особенностями геологического и металлогенического развития. Так, процессы ультраметаморфизма и метаморфизма и связанные с ними процессы рудообразования последовательно ослабевают от архея и раннего протерозоя к более поздним периодам, в которых, наоборот, возрастает значение магматизма и сопровождающего его оруденения.

Что касается тектоно-магматического и металлогенического развития отдельных складчатых областей, то накопившийся материал по областям послепротерозойского мегацикла позволяет выделить среди них области с полным, завершенным, и незавершенным циклами развития.

В складчатых областях завершенного цикла представлены все последовательные стадии развития, но почти всегда со значительными различиями в разнообразии и интенсивности характерных для каждой стадии проявлений рудной минерализации. В областях незавершенного цикла развития отсутствуют (или почти отсутствуют) обычно краевые стадии развития, т. е. либо начальные (ранние), либо поздние и конечные.

На территории Советского Союза примерами складчатых областей с одним завершенным циклом развития (моноцикличных) являются Иртыш-Зайсанская, Южно-Тяньшаньская (обе герцинские), Северо-Тяньшаньская (каледонская) и, по мнению некоторых исследователей, Алтае-Саянская (каледонская).

Примером складчатых областей с двумя завершенными циклами развития (бицикличными) являются Урал (циклы байкальский и каледонско-герцинский), Центральный Казахстан (циклы каледонский и герцинский), Кавказ (циклы палеозойский и альпийский или мезозойско-кайнозойский). Примером складчатой области с одним незавершенным циклом развития может служить только Притихоокеанская (мезозойско-кайнозойская) область.

Обобщение имеющихся данных по более изученным подвижным поясам Советского Союза показало, что общую продолжительность процессов минерализации в каждом поясе можно принять в пределах от 175 до 250 млн. лет. Наибольшей продолжительностью во всех поясах (кроме Джунгаро-Балхашского) обладают начальные и ранние стадии развития, взятые вместе, наименьшей — средние стадии (Лабазин, 1963).

Полной повторяемости однотипной минерализации в пределах одного тектоно-магматического цикла развития не наблюдается, если иметь в виду не отдельные виды минерализации (например, золота, меди и др.), а типичные рудные комплексы, тесно связанные с тектонической обстановкой и магматизмом, характерным для отдельных стадий развития. Случаи повторения рудных комплексов, сопровождающих внедрение ультраосновных и основных интрузий (хромиты, асбест, платиноиды) на Урале, Ю. А. Билибин объяснял тем, что каледонский подвижный пояс, не закончивший своего развития, был повторно вовлечен в новое погружение при формировании герцинского подвижного пояса. Повторные же проявления отдельных видов минерализации в различных стадиях одного цикла развития, более обычные, например, для меди (во всех стадиях развития, кроме конечных), золота (в средних, поздних и конечных стадиях), свинца (в тех же стадиях), не свидетельствуют о повторяемости типов минерализации, а такие металлы могут быть названы «сквозными» в некоторых подвижных поясах.

В разработанной Ю. А. Билибиным стадийной схеме развития рудной минерализации подвижных поясов особый интерес в настоящее время приобретает вопрос о трактовке поздних и конечных стадий в связи с оживленным обсуждением среди советских геологов проблемы активизации в истории развития земной коры.

Ю. А. Билибин в своих работах обосновывает разделение «поздних» этапов развития своей первоначальной трехчленной схемы на «поздние» и «конечные» этапы (или стадии) по различиям в типах магматизма и минерализации. Типовая минерализация поздних этапов представлена Au, Ag, Pb, Zn, As, Sn, W, Fe, Cu, Mo, связана с гранитоидными малыми интрузиями и иногда с эффузивами кислого и среднего состава. Для конечных этапов типичны Ag, Pb, Zn, Co, Ni, Bi, Hg, Sb, As, CaF_2, Ba, Fe_2O_3, $FeCO_3$, Mn, сопровождающие гранитоиды, нередко щелочные, или вообще без видимой связи с магматизмом, и, кроме того, появляются основные и щелочные интрузии. В поздних стадиях развития проявлены черты средних стадий; конечные стадии сбли-

жаются с ранними в связи с появлением основных магм. Тип минерализации конечных стадий развития Ю. А. Билибин назвал западноевропейским ввиду распространения его в герцинских складчатых областях северной западноевропейской части Средиземноморского металлогенического пояса.

Надо отметить, что новейшие исследования территории, на которых проявились процессы тектоно-магматической активизации (см. статью Е. Д. Карповой в настоящем сборнике), показали большое сходство минерализации и общей металлогенической характеристики активизированных участков земной коры и частей геосинклинально-складчатых областей, находящихся в конечной стадии развития тектоно-магматического цикла. На это обратил особое внимание в последних своих работах Е. Т. Шаталов. Уже в упомянутой выше классификации металлогенических провинций и металлогенических зон (А. И. Семенов и др., 1967) зоны активизации не выделяются из общей схемы стадийного развития подвижных поясов, совпадая формально с поздними и конечными стадиями. В позднейшей же статье Е. Т. Шаталов (1969) более детально останавливается на вопросе индентификации процессов активизации с заключительными (конечными) стадиями тектоно-магматического развития геосинклинально-складчатых областей, придавая большое научное и практическое значение разрешению этого вопроса.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ И РАЗВИТИИ КОНЦЕПЦИИ Ю. А. БИЛИБИНА

Руководящие положения общей и региональной металлогении, выдвинутые С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным и оформленные в виде стройной металлогенической концепции Ю. А. Билибиным, легли в основу дальнейших исследований советских геологов.

Для решения проблем о типизации металлогенических провинций и полициклическом, или направленном, развитии тектоно-магматических и рудообразующих процессов естественно было обратиться к использованию новых геолого-геофизических данных изучения глубоких частей земной коры и верхней мантии.

Этим вопросам были посвящены работы многих геологов и геофизиков. В виде схемы зависимость эндогенной минерализации от глубины залегания питающих ее магматических очагов была отмечена еще самим Ю. А. Билибиным, допускавшим, что в начале развития подвижных поясов очаги находятся в глубоких слоях базальтового состава, затем по мере утолщения коры переходят в сиалическую оболочку и наконец снова опускаются в базальтовый слой.

В работах А. И. Семенова (1963, 1965), а позже в работе А. И. Семенова и др. (1967) за основной критерий при выделении металлогенических провинций принимаются строение фундамента, тип и мощность земной коры, на которой развивались подвижные пояса. При этом в общем развитии континентальной земной коры и связанной с ней металлогенической эволюции принимается в более развернутом виде схема Ю. А. Билибина с учетом осадконакопления и взаимосвязей с гидросферой и атмосферой в последних стадиях.

В работах М. И. Иициксона (1966, 1967) тоже проводится идея о влиянии характера строения глубоких частей земной коры и верхней мантии на металлогению подвижных поясов, что подтверждается сравнением тектоно-магматического и металлогенического развития Притихоокеанского подвижного пояса, формировавшегося на глубинной перидотито-базальтовой оболочке и верхней мантии, и поясов восточноазиатского типа, имевших в основании толщи глубокометаморфизованных пород, перекрытых гранитно-осадочной оболочкой. Эти построения о возможной связи различных типов металлогенических провинций

с геотектоническими и магматическими процессами, протекающими в глубоких частях земной коры и в верхней мантии, носят еще гипотетический характер ввиду недостаточности наших знаний об этих процессах. В этом можно убедиться, сопоставив взгляды советских тектонистов В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Ю. М. Шейнманна и других на состав и строение глубинных зон земной коры и верхней мантии под континентами и океанами, на процессы возникновения и перемещения магматических масс и т. д. Взгляды эти даже у отдельных авторов в течение немногих лет нередко меняются под влиянием новых данных геофизических и геохимических исследований. Особенно разнообразны и неясны представления о происхождении и времени образования кислой гранитоидной магмы, играющей важную роль при решении проблем металлогении.

Одной из основных проблем общей теоретической металлогении является установление причин эволюции минерализации, т. е. чем обусловливается возникновение различных типов металлогенических провинций, зон и более локальных рудоносных площадей.

Еще нельзя считать решенным вопрос, имеют ли преобладающее значение контрастные изначала типы тектонических структур, определяемые составом и строением фундамента и положением их между прилегающими структурами, или стадийность развития тектоно-магматического цикла. Однако представления ряда советских ученых, хотя и носят в большей части гипотетический характер, позволяют полагать, что контрастность существующих типов тектонических структур и присущей им минерализации, возникших в ходе общего направленного развития земной коры в течение всей ее истории или в пределах крупных мегациклов этой истории, не противоречит направленной стадийности развития в пределах одного большого тектоно-магматического цикла (хотя бы частей последнего, послепротерозойского). Из примеров металлогенического развития отдельных подвижных поясов, приведенных в работах Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова, видно, что металлогенические провинции и зоны с контрастной минерализацией возникают именно в определенных стадиях развития тектоно-магматического цикла и обычно не перекрываются структурами с минерализацией следующей стадии. Таким образом, подтверждаются общие закономерности распределения рудной минерализации во времени и пространстве, намеченные в металлогенической схеме Ю. А. Билибина.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ, И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Широкое использование советскими геологами выдвинутых Ю. А. Билибиным принципов и методики металлогенического анализа при изучении геосинклинально-складчатых областей показало полную эффективность билибинских положений при выявлении закономерностей пространственного распределения эндогенных рудных месторождений на изученных территориях и установлении перспективности отдельных районов. Об этом свидетельствует открытие и промышленное освоение за последние 20 лет целого ряда рудных месторождений в различных подвижных поясах Советского Союза: золота, олова и других редких металлов, свинца и цинка, флюорита в мезозойских складчатых областях на Северо-Востоке, в Приморье и Забайкалье; золота, меди, свинца и цинка в палеозойских складчатых областях Казахстана; кобальта, ртути, молибдена и меди в каледонской Алтае-Саянской складчатой области; золота, вольфрама, сурьмы, ртути, свинца и цинка в герцинидах Средней Азии; железа, меди, хромитов, асбеста на Урале; золота, молибдена, меди и ртути на Кавказе. По этим полезным ископаемым (кро-

ме железа), особенно по золоту, меди, молибдену, хромитам, свинцу и ртути, эндогенные месторождения складчатых областей имеют преобладающее, а по некоторым (Mo, Cr) и уникальное значение в общем балансе минерального сырья СССР.

Намеченные уже Ю. А. Билибиным прогнозы в отношении отдельных видов минерального сырья, вытекающие из его металлогенической концепции, полностью оправдываются почти по всем складчатым областям Советского Союза. Дальнейшее изучение указанных Ю. А. Билибиным и выделенных после него металлогенических провинций и главных металлогенических зон в их пределах позволило конкретизировать эти прогнозы, особенно в отношении новых типов металлогенических зон, для которых работами ряда исследователей установлена генетическая связь целого ряда полезных ископаемых с субвулканическими формациями. Наиболее отчетлива закономерная приуроченность к таким магматическим формациям среднего химического состава месторождений меди, свинца и цинка.

В отношении золота наиболее перспективными остаются мезозойские провинции сиалического (восточноазиатского) типа и вновь выдвигаются отдельные зоны фемическо-сиалической Тянь-Шаньской палеозойской провинции. Провинции восточноазиатского типа сохраняют за собой преимущество по прогнозам на олово, вольфрам, отчасти на молибден, некоторые другие редкие металлы, свинец и цинк.

В палеозойских зонах Казахстана, кроме прежних перспектив по железу, меди, свинцу и цинку, они особенно расширились по меди; в отношении свинца, цинка и отчасти меди имеются дальнейшие прогнозы и по Средней Азии.

Задачами дальнейших исследований металлогении геосинклинально-складчатых областей надо считать следующие:

1. Углубленное изучение роли явлений активизации в формировании рудных месторождений геосинклинально-складчатых областей. Необходимо учитывать наметившиеся два направления в толковании этих явлений. Согласно первому, явления активизации имеют совершенно самостоятельное значение в общем ходе развития земной коры, что дает основание считать области проявления активизации равнозначными по рангу со складчатыми областями и платформами; согласно второму, явления активизации вполне могут найти свое место в стадийном полициклическом развитии геосинклинально-складчатых областей ввиду сходства проявлений магматизма и минерализации конечных стадий развития этих областей с наблюдаемыми в областях активизации.

2. Дальнейшая разработка генетической классификации рудоносных площадей — металлогенических провинций, зон и более локальных площадей. В основу классификации должен быть положен предложенный Ю. А. Билибиным принцип — тип минерализации, характерный для каждой выделяемой стадии развития тектоно-магматического цикла. За основной критерий при установлении металлогенических провинций должны быть приняты типы минерализации, петрохимические особенности магм, особенности осадконакопления, процессы метаморфизма; для выделения металлогенических зон — группы рудных формаций, связанные с геологическими формациями и показывающие их металлогеническую специализацию; для рудных районов, рудных зон, рудных узлов — преобладающие рудные и геологические формации и фации последних.

3. Накопление материала для дальнейшего развития общей (теоретической) металлогении путем дальнейшего детального комплексного изучения типовых или отдельных особенно интересных металлогенических зон складчатых областей, а для решения ряда специальных вопросов — и зон их обрамления. Предметом изучения должны быть следующие вопросы: а) принадлежность зоны к определенной стадии тектоно-

магматического развития и тектонические особенности зоны, б) выявление рудоносных геологических формаций и критериев связи с ними оруденения, в) детальное изучение самих рудных формаций, г) выяснение вертикальной протяженности оруденения и т. д. Систематическое изучение типовых металлогенических зон должно создать научные основы для прогнозирования месторождений в различных складчатых областях.

4. Детальное изучение металлогении рудных районов, рудных зон и узлов с составлением крупномасштабных металлогенических карт. Это позволит более эффективно оценивать перспективы рудоносности отдельных районов и выработать более тонкие методы прогнозирования изученных типов месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Избр. тр., т. II, 1959.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Избр. тр., т. II, 1959.

Билибин Ю. А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов на территории СССР. Избр. тр., т. II, 1959.

Билибин Ю. И. Общие принципы региональных металлогенических исследований. Избр. тр., т. III, 1961.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Избр. тр., т. III, 1961.

Ициксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 1, 1966.

Ициксон М. И., Тихомиров И. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Лабазин Г. С. К вопросу о геологическом и металлогеническом развитии подвижных поясов земной коры. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия. вып. 22, 1957.

Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. Геология рудных месторождений, № 4, 1963.

Семенов А. И. Принципы выделения и характерные особенности главнейших типов металлогенических провинций в складчатых областях СССР. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 22-я сессия). Проблема 16. М., Недра, 1965.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Особенности металлогении полицикличных геосинклиналей. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Шаталов Е. Т. Некоторые вопросы развития региональной металлогении. Геологическое строение СССР, т. V. Основные проблемы геологии. М., Недра, 1969.

Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. В кн. Международный геол. конгресс, XXII сессия. ГОНТИ, 1939.

Шатский Н. С. Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, № 1, 1960.

Яншин А. Я. Основные черты тектонического строения и развития Европы. В кн. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ю. Г. Старицкий

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЛАТФОРМ

Площадь платформ с докембрийским основанием составляет 99,1 млн. кв. *км* или 56,4% общей площади континентальных плит (Воронов, 1965). Если к этому прибавить еще площади «молодых» платформ (с палеозойским и более молодым фундаментом), то доля платформ в общей площади суши превысит 60%. Платформы занимают самую устойчивую часть суши, отражающую в своем развитии наиболее общие закономерности развития континентальной земной коры и Земли в целом (Старицкий и др., 1958).

Принято считать, что платформы бедны полезными ископаемыми и поэтому металлогеническое изучение их не столь существенно. Между тем некоторые важные и полезные ископаемые (марганец, калий, каменная соль, сера, исландский шпат, алмазы, уголь, нефть) являются почти монопольной принадлежностью платформ. Другие ископаемые образуются не только на платформах, но в общем их балансе платформенные месторождения имеют большое, в отдельных случаях решающее значение. К ним относятся никель (с медью, кобальтом, золотом, платиной и платиноидами), железо, алюминий, цинк, свинец, уран, тантал, ниобий, редкие земли, германий, фосфориты, бор, графит, флогопит, вермикулит. В незначительных количествах на платформах концентрируются барий, стронций, торий, золото, кадмий, флюорит и др.

Все сказанное убедительно доказывает необходимость и важность металлогенического изучения платформ. Но с самого начала развития металлогении, как общей, так и региональной, основное внимание было направлено на складчатые зоны, где круг полезных ископаемых шире, а насыщенность месторождениями значительно выше, чем на платформах.

Разработка вопросов металлогении платформ, как и для складчатых областей, основывается на изучении их истории и закономерностей тектонического развития, осадконакопления и магматизма. Эти вопросы с разной степенью детальности изучались многими исследователями. Для познания тектоники платформ наибольшее значение имели работы Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнманна, М. В. Муратова, В. Е. Павловского, В. Е. Хаина, А. А. Яншина и др. Изучение закономерностей осадконакопления платформ проводилось Н. С. Шатским, Л. В. Пустоваловым, В. В. Белоусовым, Н. М. Страховым и др. Наконец, вопросы платформенного магматизма разрабатывались Ю. А. Кузнецовым, Ю. М. Шейнманном, А. А. Кухаренко, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом, Г. Д. Афанасьевым и др.

Попытки дать обобщенную картину металлогении платформ предпринимались рядом исследователей. Наиболее ранней из них следует считать сводку В. А. Обручева (1926), где суммирован весь имевшийся

материал по геологии и полезным ископаемым огромной территории между Уралом и Тихим океаном. В пределах Средне-Сибирской платформы отмечаются месторождения колчеданов (медно-никелевые), железа, золота, меди, угля, графита, солей. Возраст наиболее важных месторождений правильно определен как раннемезозойский («тянь-шаньский», по В. А. Обручеву). Подчеркивается приуроченность железорудных месторождений к линиям разломов и связь их с основными породами (траппами — *Ю. С.*). Справедливо отмечены огромные («неисчерпаемые») запасы графита.

С. С. Смирнов коснулся металлогении платформ лишь в статье о генезисе Ангаро-Илимских железорудных месторождений (1933), в которой он связывает месторождения с «поздними выдыханиями» траповой магмы. Здесь же он со свойственной ему способностью к дедукции отмечает богатство минерагении платформ.

Ю. А. Билибин неоднократно обращался к металлогении платформ (1948, 1955, 1959, 1961), но делал это всегда лишь попутно, для сравнения с металлогенией складчатых зон. Среди различных типов минерализации он выделяет платформенный тип и дает ему следующую общую характеристику (1948): ведущие элементы — медь, железо (колчеданы), никель, платина; характерные — железо (магнетит), хром, титан, сера, фосфор (апатит); подчиненные — золото, серебро, кобальт, мышьяк, углерод; слабо представлены свинец, цинк, сурьма; практически отсутствуют олово, вольфрам, висмут, молибден, алюминий, барий, стронций, ртуть, бор.

Эта характеристика включает ископаемые фундамента платформ, чехла и наложенных структур дива. С учетом этого она отвечает нашим современным представлениям о круге эндогенных ископаемых платформ, хотя недостаточно полно представлена минерализация, связанная с интрузивами щелочно-ультраосновной магмы (тантал, ниобий, редкие земли, флогопит, алмазы и др.), и некоторые ископаемые, связанные с траппами (графит, исландский шпат и др.). Но главное — здесь дана только геохимическая характеристика; закономерности распределения месторождений не показаны, да и задачи такой Ю. А. Билибин перед собой не ставил,

Приведенная характеристика металлогении платформ в дальнейшем повторялась многими исследователями. В частности, она полностью была использована П. М. Татариновым, В. Г. Грушевым и др. (Общие принципы..., 1957).

В 1959 г. Е. А. Радкевич, описывая рудные районы платформ, основное внимание уделила характеристике щитов, где полезные ископаемые образовывались, как это сейчас уже ясно, в неплатформенных условиях. Из собственно-платформенных Е. А. Радкевич отмечает месторождения, связанные с карбонатсодержащими массивами щелочно-ультраосновных пород, и месторождения, связанные с трапповой формаций. К последним относятся месторождения никеля, железа. Особо выделены месторождения алмазов. Все остальное многообразие платформенной минерализации осталось вне рассмотрения.

Методика сравнительного металлогенического анализа, предложенная Ю. А. Билибиным для складчатых областей, в 1958 г. была применена нами для анализа металлогении платформ. Изучение геологической истории пяти древних платформ позволило наметить главные закономерности их развития, которые заключаются в наличии этапов, общих для древних платформ, в приуроченности магматических проявлений, как правило, к концу этапов. На этой начальной стадии изучения металлогении платформ были допущены некоторые ошибки. В частности, недостаточно подробно был изучен докембрийский этап развития, неверно была понята тектоническая позиция мезозойских гранитов, развитых в отдельных участках ряда платформ.

В. И. Смирнов (1963) для платформенного периода развития выделяет три рудоносных комплекса изверженных пород и соответствующие им эндогенные месторождения: а) трапповые комплексы (в областях прогибания) — магматические месторождения меди и никеля, гидротермальные — железа; б) щелочные комплексы (в областях поднятий) — карбонатиты и альбититы с редкими металлами; в) кимберлитовые комплексы (по стыку областей прогибания и поднятий) — магматические месторождения алмазов.

Позднее (1965 г.) В. И. Смирнов делит все платформы по степени активизации на четыре группы. Приведенная выше характеристика относится к активизированным платформам, куда попадает Балтийский щит Европейской платформы, Сибирская и Африканская платформы.

В 1964 г. Х. М. Абдуллаев повторил сделанное ранее нами сравнение эндогенной минерализации платформ, расширив их число до семи. Анализ развития и выделения этапов он начинает лишь с палеозоя, оставляя вне поля зрения огромный по длительности период докембрийского развития платформ. Выделяются четыре типа платформ: 1) спокойного развития (с двумя подтипами); 2) активного в магматическом отношении развития; 3) платформенно-геосинклинального развития (главным образом, окраины платформ); 4) не охарактеризован.

Здесь очень кратко рассмотрены лишь некоторые основные работы по общей металлогении плаформ. Значительно шире круг исследований по отдельным платформам; кроме того, опубликовано множество работ по геологии отдельных платформенных месторождений, закономерностям распределения в пределах платформ отдельных полезных ископаемых и по металлогении отдельных районов платформ.

Подводя итог краткому обзору взглядов на металлогению платформ, надо отметить, что в изучении этого вопроса до сего времени допускаются три наиболее существенные ошибки.

1. Смешение (объединение) металлогении платформ и металлогении их складчатого фундамента. Если сейчас фундамент входит в состав платформы, то в момент образования связанных с ним полезных ископаемых имел место не платформенный, а какой-то иной (нуклеарный, догеосинклинальный, протогеосинклинальный и т. п.) режим. Поэтому платформенными надо считать лишь те образования, которые возникли после установления на данной территории платформенного режима (в том числе расположенные сейчас в пределах щитов). В связи с этим неверно называть платформенными архейские и раннепротерозойские месторождения, например, Украинского кристаллического щита, как это делают Я. Н. Белевцев (1964) или Н. П. Семененко (1962). Такая ошибка проскальзывает у И. Г. Магакьяна (1959) и особенно у Ю. А. Кузнецова (1964), который выделяет среди формаций древних платформ ряд мигматитовых формаций, образованных, конечно, не в платформенных условиях.

2. Смешение (объединение) металлогении платформ с металлогенией наложенных на платформы областей дива. Эту ошибку допускали, например, Е. А. Радкевич, Х. М. Абдуллаев и многие другие. Можно указать на мезозойские кислые и щелочные интрузивы Алданского щита Сибирской платформы, которые долгое время считались платформенными, что дало повод Ю. А. Билибину отнести к платформенным связанные с этими интрузивами золоторудные месторождения.

Еще в 1940 г. Г. Ф. Мирчинк выделил третий, после платформ и геосинклиналей, структурный элемент континентальной земной коры. В дальнейшем его взгляды были забыты, и лишь в 60-х годах стали появляться статьи, в которых выделялись «области активизации и океанизации» (Белоусов, 1961), «области дива» (Масайтис, Старицкий, 1962, 1963; Старицкий, 1965), «области горообразования» (Шульц,

1962; Богданов, Муратов, Хаин, 1963), «орогенные области» (Николаев, 1962), «области ревивации» (Нагибина, 1967, и др.), «эпигонали» (Комаров, Хренов, 1963; Комаров, Одинцов, Хренов, 1964), «активизированные складчатые области» (Щеглов, 1964), «области эпиплатформенного орогенеза» (Яншин, 1966), «области автономной активизации» (Щеглов, 1968), «сводово-глыбовые области» (Карпова, 1968), «резонансно-тектонические структуры» (Пущаровский, 1969) и т. д. Большинство авторов по инерции связывает процессы, происходящие в описываемых областях, с движениями в складчатых зонах, предшествовавших во времени или прилегающих (а иногда и достаточно удаленных) в пространстве. Исключение составляют взгляды В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого, М. М. Одинцова, Ю. В. Комарова и П. М. Хренова и А. Д. Щеглова; все три группы авторов под разными названиями и с небольшими расхождениями описывают, вслед за Г. Ф. Мирчинком, особый структурный элемент земной коры, накладывающийся на более древние структуры различного генезиса. А. Л. Яншин рассматривает области эпиплатформенного орогенеза также как особый структурный элемент, но допускает образование его лишь во второй половине кайнозоя. Поскольку описываемый структурный элемент принципиально отличен от платформ и геосинклинальных складчатых областей, целесообразно называть его принципиально новые термином. Такой термин — «дива» (впадина Земли) предложен китайским геологом Чэнь Го-да (1965).

Структуры дива накладываются на различные элементы коры, в том числе на платформы; осадочные и магматические образования, полезные ископаемые, образованные в условиях режима дива, не должны рассматриваться как платформенные.

3. Определение тектонической природы магматических и других образований раннего протерозоя — рапакиви, своеобразных интрузий Бушвельда, Садбери и др.

Граниты рапакиви А. А. Полканов первоначально считал платформенными образованиями на том основании, что они не несут следов динамометаморфизма. Сходной точки зрения придерживаются Ю. А. Кузнецов и большое число других исследователей. М. А. Гилярова, В. А. Перевозчикова и др. (1968) считают граниты рапакиви Балтийского щита «субплатформенными» или «послескладчатыми». Ю. И. Половинкина (1968) относит рапакиви Коростеньского плутона к послескладчатым образованиям, но связывает их с раннепротерозойским тектоно-магматическим циклом. Впрочем, еще в 1961 г. А. А. Полканов отказался от своих прежних взглядов и перевел граниты рапакиви в разряд геосинклинальных образований (готиты). Вслед за А. Я. Дубинским, Л. А. Варданянцем и др. (1968), В. И. Смирновым (1963) следует признать, что граниты рапакиви входят в состав фундамента Русской платформы и не являются платформенными. Не являются платформенными и магматические образования раннепротерозойского улканского магматического комплекса на юго-востоке Сибирской платформы.

Неплатформенная природа огромных дифференцированных интрузивов типа Бушвельда, Садбери, Монче-тундры была показана ранее (Старицкий, 1959). Они возникают в условиях начальных стадий незавершенного раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Многие исследователи (Павловский, 1964; Афанасьев, 1969, и др.) ошибочно считают их платформенными, тем самым искажая присущий платформам набор полезных ископаемых.

Перечисленные ошибки в значительной мере обусловлены тем, что большинство исследователей, в том числе металлогенистов, смотрело на платформу «со стороны складчатой области», подходило к ней с геосинклинальными «мерками». Отсутствовало четкое представление о со-

вокупности происходящих на платформах процессов. Известные работы Н. С. Шатского (1945, 1946а, б, 1947, 1955 и др.), заложили основы таких представлений, но почти не затрагивали вопросов магматизма и металлогении.

С середины 50-х годов автор совместно с рядом сотрудников отдела Сибири ВСЕГЕИ работал над изучением металлогении Сибирской платформы, одновременно привлекая материал по металлогении других платформ мира. Работы эти по необходимости охватывали весь круг вопросов развития платформ, и можно сказать, что сейчас достаточно четко вырисовывается картина этого развития.

Рассмотрим наиболее типичные признаки платформ.

1. Платформа — один из основных структурных элементов континентальной коры и, следовательно, должна обладать достаточными размерами, соизмеримыми с размерами других таких же элементов. Площади даже небольших платформ (Австралийской, Индийской, Сибирской) измеряются миллионами квадратных километров, а наиболее крупных (Африканская, Северо-Американская) — десятками миллионов. В связи с этим неверно называть платформами сравнительно небольшие участки коры, в которых геологическое строение сходно с платформенным (массивы, межгорные впадины и др.). В отдельных случаях такие структуры являются осколками древних платформ, переработанных более поздними процессами (Колымский, Индосинийский массивы), но платформами их считать нельзя.

2. Платформы являются устойчивыми, малоподвижными участками коры. В длительно развивающихся отрицательных структурах платформ иногда накапливаются значительные мощности осадков (например, в Прикаспийской впадине, Вилюйской синеклизе до 9 *км*), но слои в них залегают почти горизонтально или с пологим падением. Крутые локальные дислокации всегда связаны с дизъюнктивами, флексурами, гравитационными или дапировыми структурами.

3. Магматизм платформ имеет, по-видимому, своим источником подкоровое вещество. Поэтому здесь представлены лишь три типа магм — основная (базальтовая), щелочно-основная (трахибазальтовая) и щелочно-ультраосновная. Породы гранитного ряда для платформ «запрещены». В исключительно редких случаях кислые породы образуются как конечные продукты дифференциации in situ достаточно крупных масс основной магмы или ассимиляции осадочных пород. Наличие кислых интрузивов говорит, как правило, о том, что в период их образования данный участок коры уже (или еще) не был платформой.

4. Платформенный режим не является какой-то определенной стадией развития коры. Он возникает в одних случаях непосредственно после нуклеарного архейского режима, в других — после раннепротерозойской, позднепротерозойской (байкальской) или другой складчатости. В свою очередь на платформенном субстрате может развиваться геосинклинальный — складчатый режим или режим дива. Соответственно и очертания платформ в ходе их развития постоянно изменяются, и при характеристике каждого данного участка коры кроме вопроса *где* надо отвечать на вопрос *когда*. Так, область Станового хребта в раннем протерозое была геосинклиналью, со среднего протерозоя по мезозой — платформой, а в мезозое была охвачена процессами дива. Совершенно естественно, что металлогению такого «полигенетического» региона надо рассматривать отдельно для каждого режима, т. е. для каждого данного отрезка времени.

5. Наиболее типичны «древние» платформы (Шатский, 1947). К ним относятся Русская (Восточно-Европейская), Сибирская, Китайская, Северо-Американская, Индийская, Африканская (Африкано-Аравийская), Южно-Американская, Австралийская и Антарктическая (?). Кроме того, выделяются «молодые» платформы (Яншин, 1965), к ко-

торым относятся, в частности, Западно-Сибирская, Скифская, Туранская. Однако эти структуры вряд ли следует рассматривать как самостоятельные, наравне с древними платформами. В действительности это части платформ, причлененные к ним после завершения соответствующей (байкальской, каледонской, герцинской) складчатости.

Такое утверждение основано на анализе состава, мощности и условий залегания платформенного чехла молодых платформ и его соотношения с чехлом платформ древних. В самом деле, на северо-западе Сибирской платформы фундамент имеет байкальский (позднепротерозойский) возраст. Однако породы чехла здесь и на прилегающих участках с архейским фундаментом одни и те же, различаются лишь мощностями, а начиная с раннего триаса неотличимы. То же самое можно сказать о Прикаспийской впадине, северная часть которой лежит на докембрийском фундаменте, а южная — на позднепалеозойском (герцинском); характер мезозойского чехла в обеих частях идентичен. К такому же выводу для Северо-Западного Предкавказья приходит А. Г. Авербух (1969). На Северо-Американской платформе мезозойские осадки так называемых Прибрежных равнин перекрывают участки и с докембрийским, и с герцинским фундаментом. Но имеются и исключения. Так, Печорская впадина, имеющая байкальский фундамент, отчленена от Русской платформы зоной Тиманских дислокаций. Важно отметить, что причленившиеся к древним платформам участки областей завершенной складчатости сразу вступают в тот этап развития платформы, который последняя в данный момент переживает, хотя относительная молодость фундамента существенно влияет на мощности осадков, характер магматизма и т. д.

Основными закономерностями тектонического, магматического и, как следствие, металлогенического развития платформ являются его направленность и этапность.

В отличие от складчатых геосинклинальных зон, где в ходе разновозрастных тектоно-магматических циклов (байкальского, каледонского, герцинского и т. д.) повторяются в общем одни и те же стадии (геосинклинальная, складчатая, послескладчатая), древние платформы с момента своего заложения развиваются направленно. В общем виде эта направленность выражается в неравномерном наращивании мощности платформенного чехла, неравномерном скачкообразном увеличении площади платформы, все большем насыщении чехла магматическими продуктами, расширении круга представленных на платформе магматических формаций, усилении контрастности движений и, как следствие, постепенном «оконтиненталивании» платформы.

На фоне этой общей направленности выделяются этапы развития платформы. Как и для складчатых геосинклинальных зон, можно наметить этапы разных масштабов или порядков (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967). Этапы первого для платформ наиболее крупного порядка, или мегаэтапы, в первом приближении соответствуют протерозойской, палеозойской и мезозойско-кайнозойской эрам. Каждому из этих мегаэтапов присущи свои особенности (Старицкий, 1965).

Первый мегаэтап, от раннего протерозоя до начала палеозоя, отвечает первоначальной консолидации платформ, которая происходит в конце раннего протерозоя (палеопротозоя, по Л. И. Салопу). Он характеризуется преобладанием континентального режима на большинстве платформ, образованием осадков лишь в отдельных впадинах и авлакогенах, чрезвычайно медленным осадконакоплением. В конце мегаэтапа в связи с движениями в прилегающих областях байкальской (ассинтской) складчатости на некоторых платформах (Русской, Сибирской, Северо-Американской) образуются протяженные краевые прогибы, выполненные преимущественно карбонатными, реже эвапоритовыми формациями.

Магматизм первого мегаэтапа представлен сравнительно незначительными проявлениями трапповой и щелочно-ультраосновной формаций. Лишь на Русской платформе трапповый магматизм позднего протерозоя достиг существенного развития (Ушакова, 1968).

На втором мегаэтапе, от начала палеозоя до начала или середины мезозоя, на платформах северного полушария устанавливается режим сравнительно устойчивого медленного погружения, прерываемого отдельными эпохами поднятий. Карбонатные и терригенные формации первой половины мегаэтапа сменяются во второй континентальными угленосными, на некоторых платформах (Сибирской, Китайской) — вулканогенными. На платформах южного полушария и Индостана (Гондвана) в первой половине этапа осадки не отлагались, с позднего палеозоя началось усиленное погружение и накопление, как и на севере, континентальных угленосных и вулканогенных формаций.

На втором мегаэтапе магматизм большинства платформ получает максимальное развитие как по разнообразию магматических формаций, так и по объемам мобилизованных магматических масс. Кроме трапповой и щелочно-ультраосновной формаций, появляется в незначительных объемах формация трахибазальтовая.

На третьем (мезозойско-кайнозойском) мегаэтапе развития платформ заметно сокращаются области осадконакопления на древних платформах, что, однако, в значительной мере компенсируется накоплением осадков на причленившихся к ним областях герцинской складчатости. Огромные площади плит Скифской, Туранской, Западно-Сибирской, Малой Азии, Сахары и др. в третьем мегаэтапе интенсивно прогибались, и здесь накапливались мощные толщи главным образом терригенных, нередко угленосных формаций, так же как и в отдельных синеклизах (Лимпопо, Вилюйская) древних платформ. К концу мегаэтапа платформы выходят в основном из-под уровня моря.

Лишь на некоторых платформах (Индийская, Африканская) в третьем мегаэтапе проявился трапповый и щелочно-ультраосновной магматизм. На остальных магматические проявления очень незначительны, представлены кимберлитовыми трубками взрыва (Сибирская, Северо-Американская), либо отсутствуют.

Значительные части древних платформ на третьем мегаэтапе были охвачены движениями и магматизмом дива. Особенно это заметно на Китайской и Африканской платформах, в меньшей мере — на Сибирской и Северо-Американской. На Русской, Австралийской, Южно-Американской и Индийской платформах режим дива не проявился или проявился очень слабо (Щеглов, 1968).

На фоне этой общей картины развития платформ выделяются этапы значительно менее длительные и значительно более пестрые по характеру процессов. Основой для их выделения является анализ развития отдельных структур платформенного чехла. Обычно на платформе развиваются одновременно 2—4, редко больше, крупные платформенные структуры (структуры I порядка). К ним относятся синеклизы, антеклизы, моноклизы, авлакогены, краевые, предгорные и внутриплатформенные прогибы. Наиболее типичны для платформ отрицательные структуры, о чем в свое время говорил Н. С. Шатский. Площади структур I порядка измеряются сотнями тысяч и миллионами квадратных километров, а корни их, по-видимому, уходят в верхнюю мантию (Клушин, Наливкин, Шаблинская, 1969).

Этап развития платформы, как правило, соответствует времени заложения, развития и отмирания перечисленных структур. Между этапами происходит перестройка структурного плана. Длительность этапов и их приуроченность во времени (геологический возраст) в первом приближении совпадают с таковыми тектоно-магматических циклов складчатых геосинклинальных зон. Такое совпадение, однако, не явля-

ется следствием причинной зависимости движений платформы от движений в геосинклинальных областях (Старицкий, 1965). Правильнее считать, что и те, и другие обусловлены общими процессами, идущими в глубинах Земли и по-разному отражающимися в различных по тектонической природе участках коры.

Этапы развития различных платформ близко совпадают во времени, особенно платформ одного полушария (северного или южного).

Таким образом, мы видим принципиальное отличие этапов развития платформ от этапов складчатых геосинклинальных областей. Они, во-первых, существенно различаются по длительности — этап развития платформы соответствует всему тектоно-магматическому циклу складчатой зоны. Во-вторых, этап развития складчатой зоны является частью цикла и, следовательно, повторяется в общих чертах от цикла к циклу. Этапы же развития платформы имеют каждый свои особенности, неповторимые в истории платформы.

В развитии каждой платформенной структуры I (и высшего) порядка выделяются четыре стадии — трансгрессивная, инундационная, регрессивная, эмерсивная (Бубнов, 1960). Каждой из них соответствует своя группа осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных формаций. Так, трансгрессивной стадии присущи формации терригенные и карбонатно-терригенные, сероцветные, преимущественно автохтонные. Типичными формациями инундационной группы являются карбонатные и терригенно-карбонатные автохтонные. Регрессивной стадии отвечают формации терригенные, карбонатно-терригенные, эвапоритовые, молассовые и молассоидные, нередко аллохтонные, красноцветные и пестроцветные. Широк круг формаций эмерсивной стадии — сюда входят формации кор выветривания, континентальные терригенные (в том числе аллювиальные, ледниковые), угленосные, а также вулканогенно-осадочные и вулканогенные (разного состава).

Последовательность смены групп формаций нередко нарушается изменением нормального хода процесса. Некоторые стадии выпадают, некоторые дублируются. Сказывается влияние других структур платформы, а также процессов, идущих в соседних складчатых геосинклинальных областях. Примером последнего случая могут служить аллохтонные молассоидные песчаниковые сероцветные формации, появляющиеся иногда среди формаций инундационной группы в связи с орогеническими движениями в обрамлении платформы (байкитская формация Тунгусской синеклизы — O_1). Имеют свою специфику и формации, возникающие в различных типах структур. Так, эвапоритовые формации чаще всего встречаются в краевых прогибах (Прибайкальский, Приенисейский, Приуральский) и авлакогенах (Патомско-Вилюйский и Донецкий). Для синеклиз они не типичны, но зато здесь и в авлакогенах почти всегда встречаются вулканогенные формации. Для синеклиз (их эмерсивных стадий) характерны угленосные формации (Московская, Тунгусская, Вилюйская синеклизы); они же типичны для краевых и предгорных прогибов.

К определенным группам формаций и определенным структурам приурочены определенные рудоносные формации и месторождения. Необходимо при этом иметь в виду, что образование формаций, а тем более рудоносной, обусловлено не только тектоническими, но и географическими (климатическими) факторами; благоприятное для образования руд сочетание тех и других бывает сравнительно редко.

К трансгрессивной группе принадлежат терригенно-песчаниковые формации с железными рудами типа Нижне-Ангарского месторождения в позднем протерозое Приенисейского прогиба Сибирской платформы, глинисто-песчаные формации с фосфоритами, к которым относятся позднеюрские и раннемеловые месторождения Южно-Русской синекли-

зы, ордовикские — Прибалтики и западной окраины Сибирской платформы и др.

Инундационная стадия сравнительно бедна рудоносными формациями. К ним относятся фосфоритоносные карбонатные и терригенно-карбонатные формации типа улунтуйской Сибирской платформы, образующиеся в краевых прогибах в условиях, приближающихся к геосинклинальным.

К регрессивной группе относятся эвапоритовые формации краевых прогибов и авлакогенов, дающие практически все мировые запасы каменных и калийных солей, боратов, гипса, серы. Они имеются на всех без исключения древних платформах и на многих «молодых» (например, в Прикопетдагском прогибе Туранской плиты). В эту же группу входят молассоидные и карбонатно-терригенные красноцветные и пестроцветные меденосные формации Прибайкальского и Приенисейского прогибов Сибирской платформы, Приуральского прогиба Русской платформы и др.

Эмерсивная группа формаций включает в себя наибольшее число рудоносных. Терригенные и карбонатно-терригенные эпиконтинентальные формации несут лептохлоритовые оолитовые руды железа, оолитовые окисные и карбонатные руды марганца, бурожелезняковые руды. К эмерсивным относятся угленосные формации платформ, несущие иногда, кроме угля, руды железа (сидериты), германия, урана; формации кор выветривания, с которыми связаны месторождения алюминия (бокситы), железа, никеля, кобальта и которые дают материал для переотложенных руд тех же металлов, особенно бокситов. К эмерсивной стадии относится также образование многочисленных россыпных месторождений титана, циркония, редких элементов, редких земель, золота, алмазов и др.

Этот краткий перечень не дает, конечно, полного представления о формационной принадлежности всех экзогенных месторождений платформ. Он служит лишь иллюстрацией важности формационного анализа, позволяющего определить время и место образования различных осадочных рудоносных формаций в ходе развития отдельных платформенных структур и платформ в целом.

В пределах основных платформенных структур возникают усложняющие их структуры более высоких порядков. К структурам II порядка относятся поднятия, впадины, крупные флексуры; III — валы, мульды и т. д. Длительность развития таких структур обычно значительно меньше, чем основных, и анализ их развития позволяет выделять подэтапы внутри этапов.

Последовательная, повторяющаяся смена формаций в ходе развития отдельных тектонических структур не является, однако, отражением какой-либо цикличности в развитии платформы в целом. Как уже говорилось, на каждом этапе развивается одновременно несколько структур I порядка, причем стадии их развития обычно не совпадают. Последовательность стадий развития одной структуры нередко нарушается. Сказывается и влияние развития структур II и более высоких порядков.

Нет закономерности и в последовательности смены структур от этапа к этапу. Наиболее обычен случай перестройки структурного плана с инверсией, когда на месте отрицательных структур предыдущего этапа возникают положительные и наоборот. При этом центры структур разного знака, как правило, не совпадают. В других, сравнительно редких случаях от этапа к этапу унаследованно развивается одна и та же структура. Так, Московская синеклиза Русской платформы развивалась почти непрерывно, лишь с небольшими паузами, в течение позднепротерозойского, ранне-, средне- и позднепалеозойского (включая ранний триас) этапов, последовательно смещаясь к востоку.

Между этапами происходит перестройка структурного плана. Поскольку она совпадает обычно с эмерсивной стадией развития большинства структур, в геологической летописи она устанавливается по стратиграфическим перерывам, незначительным структурным несогласиям. Вообще необходимо иметь в виду, что при мелководности эпиконтинентальных бассейнов, медленности платформенного осадконакопления и малой мощности осадков стратиграфические перерывы могут возникать на платформе довольно часто, и не каждый из них является границей между структурными ярусами или подъярусами, которые отвечают этапам или подэтапам развития платформы.

Перестройка структурного плана платформы между этапами ее развития является в то же время эпохой наиболее интенсивных тектонических движений. Именно к этим эпохам приурочены проявления платформенного магматизма.

В настоящее время устанавливаются три платформенные магматические формации: трапповая (толеитовых базальтов), щелочно-ультраосновная и трахибазальтовая. Сравнительная ограниченность числа платформенных магматических формаций не означает малых объемов магматических масс — наоборот, на отдельных платформах эти объемы во всяком случае не уступают таковым складчатых областей.

Трапповая формация платформ неоднократно описывалась в литературе и для платформ вообще и для отдельных платформ (Соболев, 1936; Кузнецов, 1964; Уокер и Полдерварт, 1950; Ушакова, 1962, 1968, и др.). Наиболее подробно она изучена для Сибирской платформы (Лурье, Масайтис, 1964). На каждой платформе выделяется, как правило, несколько конкретных трапповых формаций. Так, на Сибирской известны среднепротерозойская, позднепротерозойско-раннепалеозойская, среднепалеозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская трапповые формации; на Индийской платформе — позднепротерозойско-раннепалеозойская, юрская и позднемеловая — палеогеновая; на Русской — позднепротерозойская, среднепалеозойская и раннемезозойская; на Австралийской — раннекембрийская и раннетриасовая; на Африканской — позднепротерозойско-раннепалеозойская и мезозойская и т. д. При этом объемы магматических масс и степень дифференциации магмы в ходе развития платформы, как правило, увеличиваются. Наиболее отчетливо эта тенденция проявилась на Сибирской платформе, где объемы пород трапповых формаций протерозоя относительно невелики, для девонской формации оцениваются в 60 тыс. км^3, а для позднепалеозойско-раннемезозойской формации достигают 900 тыс. км^3. На Русской и Северо-Американской платформах трапповая формация достигла наибольшего развития в позднем протерозое.

В ходе развития платформ состав трапповой магмы изменяется — понижается содержание кремнекислоты и повышается содержание щелочноземельных металлов. Этот процесс, как показал В. Л. Масайтис (1970), является результатом дифференциации вещества мантии и частью общего процесса развития вещества Земли.

В трапповой формации выделяются три фации — эффузивная, туфовая и интрузивная. Наибольшее металлогеническое значение имеет последняя. Она почти целиком представлена недифференцированными долеритами или диабазами, не несущими оруденения. Лишь ничтожная часть (не более 1%) интрузий заметно дифференцирована. На Сибирской платформе в интрузивной фации трапповой формации выделяется 13 интрузивных комплексов, причем в каждом отдельном крупном регионе обычно присутствует не более 4—5 из них. Большая часть комплексов недифференцирована. Среди дифференцированных различаются

комплексы с повышенной магнезиальностью, повышенной железистостью и повышенной щелочностью пород.

С трапповой формацией на разных платформах связан довольно широкий круг полезных ископаемых различного генезиса. К магматическим ликвационным относятся сульфидные медно-никелевые месторождения с кобальтом, золотом, платиной и металлами ее группы (Норильск, Талнах и другие на Сибирской платформе; Инсизва в Южной Африке). Их связь с конкретными интрузиями повышенной магнезиальности не вызывает сомнений, так как оруденение находится в интрузиях или в непосредственной близости от них. Позднемагматические проявления медно-никелевых руд также приурочены к интрузиям повышенной магнезиальности на Сибирской платформе (р. Курейка и др.). Позднемагматический генезис имеют и скопления магнетита и титаномагнетита с содержаниями железа до 20% в интрузиях повышенной железистости (р. Кочумдек на Сибирской платформе), а также своеобразные руды самородного железа (с Ni, Pt, Cu, Ge, Co, Mn), образованного восстановлением его из сульфидов при ассимиляции углей трапповой магмой (р. Курейка на Сибирской платформе). Наконец, к магматическим относятся проявления самородной меди, встречаемые в покровах базальтов почти на всех платформах.

Гидротермальное оруденение, связанное с траппами, разнообразно по диапазону температур образования и составу руд. Наиболее высокотемпературными следует считать преимущественно магнетитовые руды, широко развитые на Сибирской платформе (Ангаро-Илимская группа, бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Северной, Летней, Курейки, Имангды, среднего течения р. Лены), известные на Северо-Американской платформе (месторождения Френч-Крик, Варвик и др.). Интересной особенностью руд ангаро-илимского типа, кроме повышенной магнезиальности, характерной для всех гидротермальных железорудных месторождений Сибирской платформы независимо от их возраста, является наличие в них маггемита, широкое развитие колломорфных (оолитовых) текстур и, главное, их приуроченность к трубкам взрыва.

Сравнительно редко с траппами бывает связано и высокотемпературное датолитовое оруденение; иногда оно сопутствует сульфидным медно-никелевым рудам.

Ниже, чем у предыдущих, температуры образования руд свинца и цинка. Последние распространены значительно шире, чем магнетитовые, известны на Сибирской (бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Лены, Анабара) и Русской (Эстония) платформах. Наибольшего масштаба оруденение этого типа достигло на Северо-Американской платформе, где знаменитые месторождения штатов Миссисипи и Миссури связаны, по-видимому, с деятельностью трапповой магмы, хотя в непосредственной близости от месторождений пород трапповой формации нет.

К среднетемпературным относятся также медные месторождения, связанные с небольшими интрузиями (дайками) траппов на Африканской (Мессина и др.), Сибирской (Нерсинская группа) и других платформах. Возможно, что к ним относятся и некоторые железорудные магнетитовые месторождения.

В районах развития интрузивных и эффузивных траппов распространены низкотемпературные месторождения исландского шпата (Сибирская, Северо-Американская, Африканская, Индийская платформы). Их образование не связано с какими-либо конкретными интрузиями или покровами лав, но обусловлено отделением летучих на поздних стадиях кристаллизации глубинных очагов толеитовой магмы. Путями движения эманаций и растворов явились зоны разломов и вулканические аппараты.

Необходимо отметить также ассоциирующие с исландским шпатом целестин и барит, образующие иногда промышленные концентрации на Сибирской и Русской платформах, а также низкотемпературные жилы флюорита, связанные с траппами на Южно-Африканской, Сибирской и Индийской платформах.

С траппами связано также своеобразное низкотемпературное полиметаллическое оруденение с германием. Типичным представителем его является месторождение Тсумеб в Южной Африке — главный и практически единственный поставщик сульфидного германия. С ним сходно также халькозиновое месторождение р. Сухарихи на северо-западе Сибирской платформы.

Трапповой магме обязаны своим образованием также интересные метаморфические месторождения графита, известные на Сибирской, Северо-Американской, Индийской (?) платформах. Они образуются в результате термального и, по-видимому, гидротермального воздействия обогащенных летучими интрузий траппов на пласты углей. Руды таких месторождений характеризуются скрытокристаллической (аморфной) структурой, высоким содержанием углерода (80—95%), что позволяет использовать их без обогащения. В последнее время в графитовых рудах Сибирской платформы установлено наличие мелкочешуйчатых разностей, что расширяет перспективы их использования.

В контактах трапповых интрузий с доломитами известны месторождения хризотил-асбеста на Индийской и Китайской (Сино-Корейской) платформах.

Сходство набора ископаемых, связанных с траппами, не зависит от места и времени их образования. Выше неоднократно приводились примеры сходных месторождений на различных платформах. Что касается времени, то можно указать, например, на магнетитовые руды Сибирской платформы, образованные в связи с девонской и пермо-триасовой трапповыми формациями и несущие при этом такие характерные общие признаки, как обогащенность магнием, наличие маггемита, столбчатость кристаллических зерен магнетита и др. Флюоритовые жилы в связи с траппами известны в позднем докембрии Сибирской платформы, мезозое — Африканской и Индийской и т. д.

Щелочно-ультраосновная формация, как и трапповая, представлена на всех древних платформах. Для ее изучения много сделали Ю. М. Шейнманн, Ю. А. Кузнецов, А. А. Кухаренко, Е. Л. Бутакова и др. Эта сложная формация распадается на три субформации: 1) щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами; 2) нефелиновых сиенитов и 3) кимберлитов. Каждую из этих субформаций Ю. А. Кузнецов считает самостоятельным формационным типом, хотя подчеркивает их генетическую близость. Основанием для объединения в единую формацию является их приуроченность к платформам, их происхождение из единой щелочно-базальтовой магмы, сходство или идентичность входящих в их состав пород, общность минерализации.

Субформация щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами пользуется на платформах наибольшим, по сравнению с другими субформациями, распространением. Сюда относятся такие интрузии, как Ковдорская, Енская, Африканда и другие Балтийского щита Русской платформы, Сабыда-Гулинская, Кондер, Инаглинская и другие Сибирской платформы. На Африканской платформе это интрузии Люлькоп и Шпицкоп в Трансваале, Чишанья, Шава, Дорова в Южной Родезии, Букузу, Сукуму, Тороро, Напак, Йелеле в Уганде и др. На Индийской платформе интрузии этой субформации известны в Амбадонгаре на п-ве Катиавар и в долине р. Нармады, на Северо-Американской — в Магнет-Ков (штат Аркайзас) и т. д.

Для всех интрузий субформации характерна кольцевая (конфокальная) форма, многофазность и обилие разновидностей пород. Ста-

новление массивов начинается с внедрения ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов), которые сменяются шонкинитами, уртитами, ийолит-мельтейгитами и затем сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Жильная фация представлена пикритовыми порфиритами, ийолит-уртитами, тингуаитами, щелочными пегматитами. Широко развиты карбонатиты, завершающие становление интрузий. Соотношение перечисленных групп пород в различных интрузиях неодинаково: в одних случаях преобладают ультраосновные породы, в других — щелочные, но карбонатиты присутствуют всегда.

Размеры интрузий щелочно-ультраосновной субформации весьма разнообразны — от почти 3000 кв. *км* (Гулинская на севере Сибирской платформы) до нескольких квадратных километров и даже долей квадратного километра. Возраст их тоже различен; нередко на одной платформе интрузии развиваются в различных этапах. Так, на Сибирской и Русской платформах известны интрузии позднепротерозойского, среднепалеозойского и раннемезозойского возраста; на Африканской — докарусского и послекарусского (поднемелового—палеогенового) возраста. На Индийской платформе присутствуют, по-видимому, интрузии позднепротерозойского и мезозойского возраста и т. д. Таким образом, здесь то же распределение проявлений магматизма во времени, что и для трапповой формации.

Полезные ископаемые, связанные с щелочно-ультраосновной субформацией, разнообразны. Наибольшее значение имеют уран, титан, фосфор, редкоземельные и редкие (Ta, Nb) элементы, присутствующие в карбонатитах в форме перовскита, пирохлора и их редкоземельных разновидностей (гатчетолита, коппита, бетафита, кнопита, дизаналита и др.), а также апатита и ряда других минералов. Широко распространены флогопит и продукт его изменения — вермикулит, образующие крупные месторождения типа Гулинского или Ковдорского. Генезис карбонатитов, а соответственно и связанных с ними месторождений, принято считать метасоматическим, хотя многие исследователи уверены в их образовании из карбонатного расплава.

Интересны также магматические месторождения и среди них ильменит ультраосновных пород, образующий промышленные концентрации титана. Меньшее значение имеют нефелиновые породы, содержащие свыше 30% глинозема. В незначительных количествах в ультраосновных породах присутствует платина, образующая местами промышленные россыпи.

В корах выветривания интрузий нередко скапливается апатит и другие перечисленные выше минералы, образуя сильно обогащенные рудные тела.

Субформация нефелиновых сиенитов пользуется на платформах в целом меньшим распространением, чем предыдущая. Как правило, площади распространения обеих формаций разобщены, хотя во времени проявления их совпадают. К интрузиям этой субформации относятся известные плутоны Хибинских и Ловозерских тундр на Русской платформе, Богдо и другие в бассейне р. Уджи Сибирской платформы. На Африканской платформе они очень многочисленны; к ним относятся Канганкунде, Чильва в Ньясаленде, Панда в Танганьике и др.

Состав многофазных интрузий здесь отличается отсутствием ультраосновных пород и карбонатитов. Форма интрузий обычно кольцевая. В их состав входят ийолиты, уртиты, мельтейгиты, тингуаиты, шонкиниты, пуласкиты, лампрофиры, мончикиты, альнеиты, нефелиновые сиениты и сиениты. Иногда присутствуют щелочные граниты.

С интрузиями этой формации связаны месторождения магматического и гидротермального генезиса. Среди магматических наибольшее значение имеет Хибинское апатитовое на Русской платформе. К магматическим относятся концентрации редких земель и редких элементов

(Nb, Ta, Zr) в скоплениях эвдиалита, эвколита, астрофиллита, бадделеита, нередко приуроченных к жилам пегматитов. Наконец, магматическим является и сам нефелин как сырье для получения глинозема.

Гидротермальные образования в связи с интрузиями этого типа менее распространены. К ним относятся проявления свинца, меди, иногда урана.

Третьей субформацией щелочно-ультраосновной формации является кимберлитовая. Кимберлитовые трубки взрыва и дайки известны почти на всех древних платформах. Раньше всего они были обнаружены в Африке, где сейчас они известны очень широко. На Сибирской платформе они известны в Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском, Куонамском, Оленекском, Чадобецком, Котуйском, Ингилийском и других районах. На Индийской платформе известны трубки в районе г. Панна в штате Мадья Прадешь и на Голхонде. На Северо-Американской платформе описаны кимберлиты в штатах Арканзас и Канзас, на Южно-Американской платформе — в Бразилии.

Размеры трубок колеблются от 15 до 800 *м* в диаметре; на глубину они прослежены бурением, геофизикой и по составу обломков до 4 *км*. Обычно трубки с глубиной сужаются и переходят в кимберлитовые дайки.

Трубки выполнены кимберлитовой брекчией, в которой обломки представлены породами фундамента или чехла и кимберлитами, а цемент — кимберлитом. Кимберлиты всегда сильно изменены — серпентинизированы, кальцитизированы, флогопитизированы.

Главным полезным ископаемым кимберлитов является алмаз раннемагматического генезиса, для кристаллизации которого необходимы очень большие давления и высокая температура. Такие давления возникают в верхней мантии при существенных подвижках или в верхних горизонтах коры, когда в результате охлаждения магмы из нее начинают бурно выделяться летучие (ретроградное кипение) и происходит взрыв, образующий трубку.

Так же как и для двух предыдущих формаций, распределение кимберлитов во времени контролируется заключительными стадиями этапов развития платформ. Они могут проявляться на одной платформе несколько раз (например, на Сибирской не менее трех, на Африканской не менее двух раз).

Распределение пород всех трех субформаций щелочно-ультраосновной формации в пределах платформ подчиняется одной главной закономерности: они приурочены к линиям, зонам или участкам наиболее интенсивных тектонических движений. Это могут быть пограничные зоны платформы и складчатой области (например, центральные интрузии и кимберлиты Белозиминского района Сибирской платформы), или границы крупных структур внутри платформы (например, борта Патомско-Вилюйского авлакогена в девонский период на Сибирской платформе, борта синеклизы Карру для позднего мезозоя Африканской платформы и т. д.), или крупные разломы и зоны разломов, секущие платформенные структуры (субширотный разлом в центре синеклизы Карру Африканской платформы, зона разломов в Куонамском районе Сибирской платформы, борт грабена Годавари Индийской платформы, разломы Кольского п-ва Русской платформы и т. д.). Распределение интрузий контролируется тектоническими нарушениями; восстановление палеотектонической обстановки времени их образования является необходимым условием прогнозирования.

При металлогеническом анализе платформ и сопредельных территорий необходимо иметь в виду, что интрузии субформаций щелочно-ультраосновной с карбонатитами и нефелиновых сиенитов образуются не только в платформенных условиях. Очень сходные по форме и составу интрузии возникают в областях дива, накладывающихся как на

складчатые области, так и на платформы. Наблюдается конвергенция ряда признаков интрузий, возникающих в различных тектонических обстановках и из магм различного происхождения. Примером щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами, связанных с движениями дива, могут служить интрузия Кайзерштуль в Рейнском грабене, комплекс Рангва, Сев. и Южн. Рури и другие в рифтовой долине в Кении, многие кольцевые интрузии Дамараленда в Юго-Западной Африке, Гебель Аби Кхрук в грабене Юго-Западной пустыни Египта и т. д. Для избежания ошибок в определении тектонической принадлежности комплекса необходим тщательный предварительный анализ. Помощь в этом могут оказать металлогенические признаки. В частности, для комплексов, связанных со структурами дива, характерна флюоритовая, бруситовая и молибденитовая минерализация, нетипичная для платформенных формаций. Примером молибденового месторождения, связанного с кольцевой интрузией этого типа, может служить Клаймекс в штате Колорадо, США.

Многочисленные проблемы, касающиеся металлогенического развития отдельных платформ и платформ вообще, до сих пор остаются нерешенными. Поскольку металлогения является наукой обобщающей, базирующейся на достижениях стратиграфии, петрологии, тектоники, формационного анализа, учения о месторождениях и др., ее проблемами являются и проблемы этих последних. Главнейшие нерешенные вопросы, задачи и проблемы металлогенического изучения платформ сводятся к следующему.

1. До сих пор нет достаточно полного описания металлогении отдельных платформ. Лучше других изучена в этом отношении Сибирская платформа, меньше Русская (Восточно-Европейская). Необходима постановка работ по комплексному металлогеническому изучению хотя бы главнейших древних платформ с выделением этапов металлогенического развития, осадочных и магматических формаций и т. д.

2. Имеющиеся материалы по сравнительному изучению металлогении платформ позволяют делать лишь самые общие и в значительной мере предварительные выводы. Ограничен круг платформ, вовлеченных в это изучение, недостаточно охарактеризована докембрийская история изученных платформ. На современной стадии изучения можно говорить о сходстве тектонического и металлогенического развития древних платформ, но дальнейшее более углубленное изучение позволит наметить их различия и на этой основе выделить группы однотипно развивающихся платформ. В частности, уже сейчас ясны различия в истории развития платформ южного и северного полушарий.

3. Весьма актуальной проблемой является формационный анализ осадочных и магматических образований платформенного чехла. Первые шаги для решения этой проблемы сделаны на Сибирской платформе. Решение вопросов образования и размещения экзогенных (осадочных и выветривания) и эндогенных месторождений немыслимо сейчас без формационного анализа. Выше были намечены лишь основные вехи на пути решения этой проблемы.

4. Выяснение связей (зависимостей) движений, магматизма, осадконакопления платформ и примыкающих складчатых геосинклинальных областей. До сих пор бытует мнение о подчиненном, зависимом характере движений платформ. Между тем связи их с движениями в складчатых областях значительно более сложны и лишь в сравнительно редких случаях можно говорить о прямой зависимости между ними.

5. Выяснение взаимоотношений платформенных структур со структурами дива. До сих пор существуют различные понимания последних, что приводит часто к досадным недоразумениям, вплоть до того, что любое проявление тектонической активности на платформе, а тем более сопровождаемое магматизмом, считают «активизацией». Такое толко-

вание этого термина сводит на нет возможность его применения. Между тем структуры дива несут свою специфическую минерализацию и отличать их очень важно.

6. Определение места и условий зарождения магм платформ, складчатых геосинклинальных областей и структур дива — важнейшая проблема петрологии и металлогении. Магма платформенных формаций имеет своим источником вещество мантии. Этим она отличается от магм складчатых геосинклинальных областей, которые на первых этапах тектоно-магматического цикла приходят из подкоровых глубин, а позже (гранитные и субщелочные магмы) образуются за счет переработки вещества коры. Неясно происхождение магм структур дива; они несут признаки, характерные для магм складчатых областей (граниты) и платформ (щелочные породы, базальты).

Есть еще ряд менее общих (но не менее важных) проблем, таких, как проблема генезиса карбонатитов и ряда важнейших ископаемых (никель, алмазы, графит и т. д.), причин и механизма появления дифференцированных рудоносных интрузий траппов на фоне колоссальных масс базальтов и долеритов, не несущих концентраций полезных компонентов, проблемы конкретной связи различных магматических формаций с определенными типами платформенных структур, проблемы климатов прошлого и т. д. Все они неизбежно возникают при сколько-нибудь внимательном изучении геологических образований, в том числе полезных ископаемых. Металлогения платформ, как раздел металлогенической науки, имеет еще очень короткую историю и, соответственно, очень много нерешенных вопросов и проблем.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., Недра, 1964.

Авербух А. Г. Строение зоны сочленения разновозрастных фундаментов на юге Русской платформы. Сов. геология, № 2, 1969.

Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1965.

Белоусов В. В. Тектоническая карта мира. В сб. Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. тр., т. III. Изд-во АН СССР, 1961.

Богданов А. А., Муратов Н. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. БМОИП, т. 63, отд. геол., т. 38, вып. 3, 1963.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.

Бутакова Е. Л. Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород. Петрография Восточной Сибири, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Воронов П. С. Анализ максимальных высот и площадей тектонических областей континентов. Изв. Всес. геогр. о-ва, № 2, 1965.

Гилярова М. А., Перевозчикова В. А. и др. Карельская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. III. М., Недра, 1968.

Дубинский А. Я., Варданянц Л. А., Перевозчикова В. А., Половинкина Ю. И., Спрыгина Т. Н. Русская платформа. Геологическое строение СССР, т. II. М., Недра, 1968.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 155, 1968.

Клушин И. Г., Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В. О возможных глубинах корней платформенных структур. Геотектоника, № 1, 1969.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии. ДАН СССР, т. 151, № 4, 1963.

Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 22-сессия). Проблема 4. М., Наука, 1964.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., Недра, 1965.
Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 22-я сессия). Проблема 7. М., Наука, 1964.
Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. О выделении третьего после платформ и геосинклиналей основного структурного элемента земной коры. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.
Масайтис В. Л. Состав толеитов базальтов платформ и геологическое время. ЗВМО, ч. XCIX, вып. 2, 1970.
Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.
Николаев Н. И. Неотектонические структурные формы и их распределение на территории СССР. Сов. геология, № 5, 1962.
Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири. Тр. Ин-та приклад. минерал. и металлургии, вып. 21, 1926.
Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татаринова, В. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 22, 1957.
Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.. Наука, 1964.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
Половинкина Ю. И. Украинский кристаллический массив. Геологическое строение СССР, т. III. М., Недра, 1968.
Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.
Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Семененко Н. П. Металлогения докембрия. Сов. геология, № 2, 1962.
Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.
Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965.
Смирнов С. С. К минерагении Средне-Сибирской платформы (Ангаро-Илимские железорудные месторождения). Проблемы сов. геологии, № 10, 1933.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, 1936.
Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Старицкий Ю. Г. Два типа медно-никелевых сульфидных месторождений. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, общая серия, вып. 23, 1959.
Старицкий Ю. Г. О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ. Сов. геология, № 10, 1965.
Старицкий Ю. Г., Масайтис В. Л., Драгунов В. И., Малич Н. С. О принципах составления металлогенических карт для платформ. Мат. научной сессии по металлогенич. и прогнозн. картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
Уокер Ф., Полдерварт А. Долериты карру Южно-Африканского Союза. В кн. Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
Ушакова З. Г. Нижнепалеозойские трапповые формации западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.
Ушакова З. Г. Рифей-раннепалеозойские траппы. Геологическое строение СССР, т. III. М., Недра, 1968.
Ушакова З. Г. Рифей-палеозойский магматизм Русской платформы. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-сессия). Проблема 2. М., Наука, 1968.
Чень Го-да. Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа. Scientia Sinica, vol. XIV, N 10, 1965.
Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1945.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1946.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. БМОИП, отд. геол., т. 30, № 5, 1955.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации. В кн. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, ч. 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Шейнманн Ю. М. К характеристике ультраосновных щелочных вулканических провинций на материках. В кн. Вопросы вулканизма. М., 1962.

Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. Сов. геология, № 5, 1962.

Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 103, 1964.

Щеглов А. Д. Металогения областей автономной активизации. Л., Недра. 1968.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. Молодые платформы. М., Наука, 1965.

Яншин А. Л. (главн. ред.). Тектоника Евразии. М., Наука, 1966.

Т. В. Билибина

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЩИТОВ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

Вопросы металлогении щитов рассматривались в ряде работ в аспекте общих представлений об ассоциациях полезных ископаемых (Белевцев, 1965; Герасимовский, 1959; Домарев, 1956, 1960, 1970; Котляр, 1961, 1965; Константинов, Куликова, 1960; Хейнрих, 1962; Van Wambeke, 1967), геолого-экономических данных (Быховер, 1963а, б, 1969; Гриффит и др., 1959; Маркова, Орлова, 1967; Орлова, Розин, 1957; Зонтов, 1959) и историко-геологического анализа (Билибин, 1955, 1959; Билибина, Шапошников, 1960; Билибина, 1966; Билибина и др., 1968 а, б, в; Домарев, 1970; Магакьян, 1959; Семененко, 1962; Смирнов, 1963, 1969; Старицкий, 1958; Судовиков, 1962; Тугаринов, 1960; Тюрнор, 1959).

В профиле настоящего сборника особенный интерес представляет рассмотрение основных черт металлогенического развития щитов и установление главнейших особенностей миграции и концентрации полезных ископаемых в связи с различными типами геологических процессов.

Во время разработки научного направления Ю. А. Билибина металлогения щитов и древних платформ рассматривалась совместно без разграничения этих двух типов геотектонических областей. Классификация главнейших типов полезных ископаемых платформ дана Ю. А. Билибиным в работе «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи» (1955) и там же рассмотрены некоторые вопросы эволюции магматических процессов в связи с развитием базальтовой и сиалической оболочек.

В течение последних 20 лет был проведен комплекс металлогенических исследований щитов Советского Союза в профиле научного направления Ю. А. Билибина, позволивший на основании применения историко-геологического метода и, в частности, геолого-формационного анализа выявить некоторые закономерности развития земной коры в докембрии и особенности перехода ее к более дифференцированному развитию с четким подразделением на геосинклинали и платформы в фанерозое.

Обоснованность выводов о смене различных структурно-формационных комплексов в образовании земной коры находится в зависимости от достоверности стратиграфических построений. Вопросы стратиграфии докембрия Советского Союза были во многом уточнены в последние годы, что позволило подойти к выделению на этом фактическом материале главнейших структурно-формационных комплексов с введением некоторых изменений, диктуемых геолого-формационным методом исследований. Следует отметить, что стратиграфия докембрия изучена значительно менее достоверно, чем стратиграфия фанерозоя, в связи с чем в характеристику структурно-формационных комплексов могут быть внесены некоторые уточнения.

Определение понятия «щит» заимствовано нами у Н. С. Шатского (1947). Под щитами Н. С. Шатский понимает «участки платформ с выведенным на поверхность фундаментом, характеризующиеся тенденцией к длительному воздыманию», что в общем отвечает представлениям Ю. А. Косыгина, А. Л. Яншина (1965), В. В. Хаина (1964). В соответствии с этим щиты входят в число структурных элементов древних платформ — Сибирской (Алданский щит) и Восточно-Европейской (Балтийский и Украинский щиты). В качестве одного из признаков щитов, отличающих их от кристаллических массивов, по мнению автора и Б. Е. Ермолаева, вероятно, следует принять характер ограничений. Ограничения щитов можно подразделить на морфотектонические (с платформой) и структурно-тектонические (с примыкающими к ним складчатыми областями). Контакты массивов однородные — морфотектонические.

Наряду с этим мы рассматриваем щиты как фрагменты докембрийских складчатых областей, составляющих фундамент древних платформ и имеющих планетарный характер (Билибина, 1966). Такое двойственное понимание природы щитов позволяет осуществить историко-геологический анализ их развития как в докембрийские эпохи становления земной коры, так и в фанерозое. В соответствии с этим металлогения щитов рассматривается не только как металлогения докембрия, но и как металлогения платформ и, главным образом, областей активизации, отражающая пути развития щитов в верхнем протерозое — фанерозое.

В геологическом строении щитов Советского Союза обособляются пять структурно-формационных комплексов, ассоциации геологических формаций которых отражают особенности главнейших геотектонических режимов и, соответственно, геологических эпох: архейской (более 2800 млн. лет), раннепротерозойской (более 1900 млн. лет) среднепротерозойской (более 1600 млн. лет), позднепротерозойской (более 600 млн. лет), палеозойской (более 200 млн. лет) и мезозойско-кайнозойской. Приведенная схема соответствует принятой на совещании по абсолютному возрасту в 1966 г. и несколько усреднена по сравнению с последними данными по геохронологии докембрия (Семененко, 1970; Герлинг, Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Салоп, 1970). Весьма вероятно, что развитие земной коры в докембрии в различных ее крупных фрагментах было более сложным и асинхронным и предлагаемое деление отражает только некоторую приближенную закономерность. Считая, что эта закономерность подтверждается данными по типизации структурно-формационных комплексов, мы принимаем ее за основу при металлогенических построениях. Рассмотрение геологического развития щитов в фанерозое дает материал относительно их положения на платформах и в обстановке активизации.

Структурно-формационные комплексы докембрия различаются между собой по длительности развития, ассоциациям геологических формаций, глубинности образования, суммарной мощности и по фациям метаморфизма, что закономерно связано с изменением геотектонического режима в различные периоды становления земной коры.

По разнообразию геологических формаций, их мощностям и глобальному распространению наиболее широко представлены структурно-формационные комплексы архея и раннего протерозоя, длительность которых составляет, соответственно, свыше 1000 млн. лет и 900 млн. лет. Геологические формации среднего протерозоя, образовавшиеся в течение относительно небольшого отрезка времени (300 млн. лет) и развитые при современном эрозионном срезе в системах линейных прогибов, играют весьма существенное значение в геологическом развитии Земли, знаменуя переход от раннедокембрийского периода в становлении земной коры к более дифференцированному проявлению геологи-

ческих процессов в фанерозое — на платформах и в геосинклиналях.

Геологические формации позднего протерозоя локализуются в перикратонных и внутриплатформенных прогибах, примыкающих к склонам щитов. Осадочные отложения этих прогибов, накапливающиеся в условиях контрастных колебательных движений, обладают сравнительно небольшими суммарными мощностями, местами не соответствующими большой длительности этой эпохи (свыше 1100 млн. лет). В эту же эпоху в других геотектонических областях образуются структурно-формационные комплексы геосинклинального типа, сменяющиеся платформенными образованиями (Байкальская горная область) или переходящие в фанерозойские складчатые области (Урал, Таймыр).

Палеозойские формации платформенного периода развития щитов далеко не всегда фиксируются геологическими документами, но тем не менее геотектонический режим этой эпохи во многом предопределяет пути развития щитов в фанерозое и характер связи их с сопредельными геоструктурами. Длительность их формирования 400 млн. лет.

Позднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские структурно-формационные комплексы относятся в большинстве случаев к производным процессов тектоно-магматической активизации и имеют весьма существенное металлогеническое значение.

Исходя из принятых в настоящее время определений Н. С. Шатского (1960), Ю. А. Билибина (1959) и Ю. А. Кузнецова (1964), в основу определения типа структурно-формационных комплексов было положено наряду с геотектоническим районированием щитов изучение и классификация геологических формаций.

При классификации метаморфических образований применялись общие принципы выделения геологических формаций, естественно со «снятием» метаморфизма, но с обязательным указанием его фаций и типовых ассоциаций метаморфических пород.

Структурно-формационные комплексы архея, для характеристики геотектонического режима которого принят термин К. А. Шуркина (1968) «прогеосинклинальный», представлены на щитах Сибирской и в меньшей степени Русской платформы осадочно-вулканогенными формациями, породы которых метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Преобладают основные лавы, рассматриваемые нами как образования базальтового слоя.

Наибольшее разнообразие геологических формаций этой эпохи характерно для Алданского щита, где сохранились мощные толщи регионально метаморфизованных горных пород, не везде трансформированных под влиянием процессов ультраметаморфизма. В составе геологических формаций весьма существенную роль играют вулканогенные образования базальт-андезит-диабазового состава, составляющие в среднем около 60% их объема. Для осадочных компонентов геологического разреза этих формаций характерны хемогенные кварциты и карбонатные породы.

Архейские геологические образования Украинского щита и восточной части Воронежской антеклизы весьма глубоко метаморфизованы под влиянием процессов гранитизации, но тем не менее сопоставление данных по реликтам некогда единых складчатых толщ позволяет считать вероятным присутствие в их составе вулканогенных пород базальт-андезит-диабазового состава, сходных с алданскими. Осадочные члены геологических формаций представлены в большей части терригенными образованиями с присутствием грауваккового и карбонатного материала. В составе археид восточной части Балтийского щита преобладают терригенные отложения грауваккового состава, возникшие, вероятно, при дезинтеграции основных вулканогенных толщ; подчиненную роль играют диабазы. Седиментогенные образования составляют там около 70% объема.

Суммарная мощность структурно-формационного комплекса архея ориентировочно достигает 15—20 *км* на Алданском щите и около 10 *км* в восточной части Балтийского щита. На Украинском щите, вероятно, она имеет значения близкие к последним.

Интрузивные образования архея, относящиеся к производным основных магм (гипербазитовые и габброидные комплексы), не всегда четко обособлены от осадочно-вулканогенных формаций. Наибольшее распространение они имеют в восточной части Балтийского щита.

Для археид типичны ультраметаморфические формации, чарнокитовая и мигматит-гранитовая. Чарнокитовая формация Украинского щита рассматривается рядом исследователей как раннепротерозойская. Наименование формаций указывает на их принадлежность к зонам гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Структурно-формационные комплексы раннего протерозоя, образующиеся в условиях протогеосинклинального режима (по Е. В. Павловскому), представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными, а также осадочными геологическими формациями трех групп: 1) джеспилитовой, включающей осадочные и осадочно-вулканогенные литолого-фациальные разновидности; 2) аподиабазовой и кератофир-диабазовой, сходными с близкими по составу формациями фанерозоя; 3) осадочными, преимущественно псефито-псаммито-аргиллитового состава, иногда включающими образования древней коры выветривания. На Алданском щите отмечается увеличение роли карбонатных отложений. Для раннего протерозоя наиболее характерна джеспилитовая формация, имеющая важное металлогеническое значение (джеспилитовая осадочная формация Кривого Рога, Курской магнитной аномалии и др.). В ее основании фиксируется крупный стратиграфический перерыв и образования коры выветривания.

Джеспилитовые формации осадочно-вулканогенного литолого-фациального типа развиты в Карелии, на Кольском полуострове и Алданском щите.

Суммарная мощность геологических формаций раннепротерозойского структурно-формационного комплекса около 10 *км*.

Прогрессивный региональный метаморфизм соответствует амфиболитовой фации, но не исключается проявление в отдельных зонах метаморфизма гранулитовой фации. Характерно наложение метаморфизма фации зеленых сланцев.

Интрузивные формации представлены в этом структурно-формационном комплексе более четко дифференцированными рядами основного и кислого состава. Для гранитоидных формаций характерно сочетание магматических и ультраметаморфических процессов, ведущих к появлению различных интрузивно-анатектических формаций. Большое разнообразие производных процессов интрузивного магматизма и ультраметаморфизма свойственно щитам Русской платформы.

Для интрузивных формаций раннего протерозоя весьма типична формация габбро-анортозитов, на образование которых оказал влияние глубинный кальциевый и натрий-кальциевый метасоматоз (Джугджуро-Становая зона Алданского щита, север Балтийского щита). Гранитоидные формации образуют такой же, как и в архее, ряд от плагиогранитовых до гранитовых, включая и магматит-гранитовые, сопровождающиеся иногда наложением процессов глубинного натриевого и калиевого метасоматоза. Эти формации большей частью соответствуют зоне метаморфизма амфиболитовой фации. Уровни возникновения магм, видимо, ограничиваются гранулито-базитовым и гранито-гнейсовым слоями (по Белоусову, 1966), не проникая в мантию, что определяется связью магматических образований с областями метаморфизма амфиболитовой фации и для основных магм — предположительно гранулитовой фации.

Геоструктуры, сложенные геологическими формациями раннего протерозоя, имеют, как правило, линейную форму (типа подвижных поясов) и по своему строению относительно более гетерогенны, чем архейские. Наряду с этим региональный метаморфизм, ультраметаморфизм и магматическая деятельность в совокупности с процессами складчатости способствовали созданию сложной в частностях, но в общем гомогенизированной коры состава «гранитного» слоя.

Образование раннепротерозойских структурно-формационных комплексов происходило, вероятно, в условиях значительной трансформации оболочек земной коры, возникших в архейскую эпоху, в связи с их частичным переплавлением, замещением регенерированным базальтовым слоем и гранитизацией. Ассоциации геологических формаций архея и раннего протерозоя обнаруживают черты незавершенности геотектонического режима, определяемые по отсутствию групп геологических формаций, сопоставимых с образованиями поздних этапов геосинклинального развития, или орогенных формаций фанерозоя. Причиной этого является, по-видимому, недостаточная «жесткость» земной коры и определенная специфика в направленности развития докембрия.

Структурно-формационные комплексы среднего протерозоя образуются в условиях принципиально отличного геотектонического режима, при котором происходит не только переход от раннедокембрийского развития щитов к платформе, но и предопределяется переход к качественно новым формам дифференцированного развития Земли в фанерозое с обособлением платформ, подвижных поясов и областей активизации.

В развитии геотектонического режима этой эпохи сочетаются черты как геосинклинального, так и платформенного режимов, что повлекло к разноречивым его определениям: протоплатформенный, эоплатформенный, подвижная платформа, иногда переходный к платформе, миогеосинклинальный, орогенный и т. д. (Павловский, 1962; Дзевановский, Миронюк, 1968; Салоп, 1958; Нужнов, 1967). Следует отметить, что рассматриваемый геотектонический режим является как бы скользящим во времени. Сопоставление данных о возрасте геологических формаций показывает, что возникновение их может относиться не только к среднему протерозою, но и к концу раннего и, вероятно, к началу позднего протерозоя.

Ассоциации геологических формаций, характер складчатости, положение в планетарных структурах и металлогения свидетельствуют о наступлении в эту эпоху определенного перелома в развитии Земли, для которого характерны геологические процессы, протекающие в условиях опускания и поднятия по разломам. Подобные геологические обстановки могли возникнуть в условиях усиления роли глыбовых перемещений в формировании земной коры. По ряду особенностей геотектонический режим этой эпохи имеет черты сходства с режимом тектоно-магматической активизации.

Структурно-формационные комплексы объединяют осадочные и подчиненно осадочно-вулканогенные формации, близкие по типу к моласоидным (сочетание различных фаций алеврито-псаммитовых и псефитовых осадков — мелководно-морских, лагунных, дельтовых, пролювиальных). Вулканогенные члены, обычно нечетко формационно выраженные, представлены диабаз-порфировым рядом, иногда с несколько повышенной щелочностью. Типовой является меденосная алевролит-песчаниковая формация Алданского щита, имеющая важное металлогеническое значение (Удоканская группа медных месторождений). В остальных формациях сочетаются песчанико-гравелитовые или кварцито-конгломератовые отложения с диабазовыми и порфировыми лавами. Изменчивая суммарная мощность формаций составляет 3—13 *км* на Алданском щите и около 3 *км* в восточной части Балтийского щита.

На Украинском щите мощность среднепротерозойских отложений около 2 *км*, что, по-видимому, не отражает ее истинных значений. Региональный метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации и в некоторых случаях эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации.

Тип интрузивного магматизма резко отличается от магматизма предшествующих эпох в связи с принадлежностью большинства интрузивных формаций к образованиям малых и средних глубин, четкой петрологической дифференцированностью и более широкой ассоциацией формаций — от ультраосновных—основных к кислым и щелочным. Для среднепротерозойской эпохи наиболее характерны перидотит-пироксенит-габбровые формации, несущие богатое медно-никелевое оруденение (Печенга, Монча и др.), и формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Уровни возникновения магматических очагов, вероятно, различны и могут меняться от гранито-гнейсового слоя до мантии (для ультраосновных и основных формаций), что в общем характерно для областей проявления глыбовых движений. Ультраосновные—основные формации возникают, согласно Ю. М. Шейнманну (1968), за счет глубинной дифференциации мантийных андезито-базальтовых магм. Вся совокупность геологических факторов отвечает в целом неравномерному и динамичному развитию геологических процессов. Характерно увеличение роли экзогенных процессов, благоприятные условия для развития которых возникли в результате изменения климата планеты в сочетании с дифференцированными глыбовыми перемещениями. Интересно, что в эту эпоху получают относительно широкое распространение строматолитовые постройки.

Структурно-формационные комплексы позднего протерозоя принадлежат к образованиям Русской и Сибирской платформ первых стадий их развития, начиная с появления перикратонных и внутриплатформенных прогибов, оформляющихся в обстановке относительной мобильности земной коры. Эта группа объединяет осадочные формации аргиллит-псефит-псаммитового и карбонатного состава, характеризующиеся ритмичным чередованием фаций. Структурно-формационный комплекс Алданского щита отличается относительным преобладанием карбонатных отложений. Некоторые отличия обнаруживают позднепротерозойские формации Украинского щита (овручская серия), которые включают вулканогенные образования, сходные по фациальным особенностям со среднепротерозойскими.

Суммарная мощность геологических формаций позднего протерозоя резко изменчива, на Алданском щите она достигает 8—10 *км*, в восточной части Балтийского щита около 2 *км*, на северо-западе Украинского щита более 1 *км*.

Метаморфизм практически не выражен, за исключением наложения зеленосланцевой фации в зонах тектонического рассланцевания (северо-запад Украинского щита).

Интрузивные образования представлены двумя типами формаций: 1) габбро-диабазовой и трапповой и 2) щелочных—ультраосновных пород с карбонатитами. Эти формации относятся к типичным проявлениям платформенного магматизма. Наряду с этим в случае локализации магматических тел на щитах в связи с разрывными дислокациями они могут рассматриваться как проявления тектоно-магматической активизации.

Уровни возникновения магм, вероятно, так же глубинны, как и на платформах, и соответствуют мантии. Щелочно-ультраосновные магмы рассматриваются как результат полного или почти полного плавления вещества мантии (Шейнманн, 1968).

Структурно-формационные комплексы палеозоя (кембрий—триас), широко развитые на платформах, почти не фиксируются на щитах и их склонах, где известны лишь отложения кембрия и редко более мо-

лодые. Типично платформенные осадочные формации кембрия Алданского и восточной части Балтийского щита представлены, соответственно, карбонатными и алевролит-аргиллитовыми отложениями. Для Алданского щита и здесь характерно преобладание карбонатных пород.

Резко отличная ассоциация геологических формаций развита на Украинском щите, где сохранились реликты континентальной трахит-липаритовой формации кембрийского возраста. Набор палеозойских геологических формаций свидетельствует о принципиально отличном геотектоническом режиме на Украинском щите от других частей Русской и Сибирской платформ.

Суммарная мощность геологических формаций палеозоя весьма изменчива. На Алданском и в восточной части Балтийского щита она составляет 900—1200 *м* и больше. Максимальные значения мощности свойственны девонским отложениям области сочленения Украинского щита с Днепровско-Донецким авлакогеном.

Интрузивный магматизм характеризуется в палеозое повторным проявлением формаций — трапповой и щелочных—ультраосновных пород и карбонатитов в кембрии и ордовике. Последняя формация особенно богато представлена на Кольском полуострове, где она имеет важное металлогеническое значение (титан, железо, флогопит и др.).

Магматизм этой эпохи завершается интрузиями агпаитовых щелочных и нефелиновых сиенитов Кольского полуострова с богатым апатитовым и редкометальным оруденением. Последняя формация может быть отнесена к производным процессов тектоно-магматической активизации не только на основании приуроченности интрузивов к областям сводово-блоковых поднятий, но и в связи с присутствием одновозрастных континентальных отложений — вероятных реликтов второй формы проявления активизации (предгорные прогибы, континентальные впадины и др.). Кимберлитовая формация в целом не характерна, но разновозрастные проявления ее известны на всех щитах.

Уровни возникновения магм в эти эпохи, вероятно, весьма глубинны и достигают мантии, как это предполагается для кимберлитов.

Структурно-формационные комплексы мезозоя и кайнозоя представлены на щитах геологическими формациями областей активизации.

Особенно важное значение этот процесс имеет на Алданском щите, где широко развиты депрессионные и сводово-блоковые структуры, связанные с автономной и отраженной активизацией (Щеглов, 1968). Первый тип активизации отчетливо выражен в форме континентальных впадин (угленосная алевролит-песчаниковая формация юры — нижнего мела) и сводово-блоковых поднятий, благоприятных для локализации щелочных пород рудоносного алданского комплекса, несущего золото и другие полезные ископаемые. Проявления отраженной активизации того же возраста устанавливаются в области сопряжения щита с Монголо-Охотским поясом. К ним относятся крупные массивы гранитоидных формаций, а южнее — наложенные впадины, выполненные континентальными угленосными отложениями. В кайнозое геологическое развитие щита заканчивается наземными излияниями трахибазальтовой формации.

На щитах Русской платформы производные процессов активизации в сильной степени уничтожены эрозией. На Украине к ним относятся единичные кальдеры опускания, сложенные вулканогенными породами юрского возраста.

По фациальным особенностям геологические формации мезозоя и кайнозоя принадлежат к континентальным осадочным и вулканогенным образованиям депрессионных структур различных типов. Суммарная мощность осадочных и вулканогенных отложений различна и колеблется от сотен метров до 3 *км* (Алданский щит). Магматические формации относятся по фациям глубинности к категории интрузий ма-

лых глубин — наземных излияний. Уровни зарождения магм, вероятно, различны и колеблются в пределах «гранитного» и базальтового слоев.

Закономерности геологического развития, установленные для щитов Советского Союза, пока нельзя распространить на другие области развития докембрия (Канадский щит, Африканская платформа, Бразилия, Индия, Австралия) прежде всего потому, что исследования такого рода там не проводились. Серьезным препятствием для обоснованного геолого-формационного анализа этих территорий служит недостаточно глубокая разработка вопросов стратиграфии и корреляции раннего докембрия. Первые обобщения по корреляции щитов Мира даны советскими геологами; Ю. Ир. Половинкиной (1959), Л. И. Салопом (1968, 1970), А. И. Тугариновым (1956, 1966), М. С. Марковым (1962), Н. П. Семененко (1969). Большие трудности представляет корреляция раннего докембрия в связи с наложением регионального метаморфизма различных фаций и пространственной разобщенностью областей архейской и раннепротерозойской складчатости в Канаде, Африке, Бразилии и других регионах. В качестве первого обобщения можно предположить, что на всех щитах Мира проявилась наиболее ранняя прогеосинклинальная эпоха, характеризующаяся преобладанием пород основного состава, относящихся к образованиям базальтового слоя и трансформированных под влиянием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Интересные данные получены А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым (1970), показавшими на основании сопоставления химических составов пород преобладание в раннем докембрии геологических образований основного и ультраосновного состава и сходство среднего химического состава «гранитного» слоя на различных материках.

Для раннепротерозойской эпохи, геотектонический режим которой рассматривается как протогеосинклинальный, характерно проявление таких типовых геологических формаций, как джеспилитовая, анортозитовая и др. На Канадском и других щитах более широко распространены кислые вулканогенные образования, тогда как на щитах Советского Союза преобладают основные эффузивы и туфы.

Самые общие сопоставления позволяют предполагать близость докембрия Северо-Американской и Северо-Европейской платформ, с одной стороны, и Сибирской, Китайской платформ и Австралийского щита — с другой. Специфические черты имеет докембрий Африки.

Отчетливо выражено сходство основных черт структурно-формационных комплексов позднего докембрия, куда могут быть отнесены гуронские образования субпровинции Тимискаминг, верхнегуронские образования южной субпровинции в Канаде, системы витватерсранд, вентерсдорп и другие в Южной Африке. Сходными по ряду признаков, но значительно более молодыми являются меденосные толщи группы Катанги в Центральной Африке.

Для указанных подразделений, отделенных от раннего докембрия континентальным перерывом и несогласием, характерно, так же как и для щитов Советского Союза, присутствие молассоидных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций различного типа, имеющих важное металлогеническое значение (золото-урановосные конгломераты Канады, Южной Африки, Бразилии, урано-меденосные сланцы Катанги, свинцово-цинковое оруденение Кунделунгу), и дифференцированного ряда интрузивных формаций.

В мезозое и кайнозое щиты различных континентов испытали воздействие процессов активизации. Развитие процессов активизации связывается с областями блоковых глубинных расколов щитов, в депрессионных частях которых накапливались континентальные угленосные и осадочно-вулканогенные отложения, а в сводово-блоковых поднятиях

формировались интрузивные и вулканогенно-интрузивные комплексы преимущественно гранитоидного и щелочного состава.

Согласно С. Е. Колотухиной и др. (1964), А. Д. Щеглову (1968), процессы активизации такого типа широко проявлены на Туарегском кристаллическом массиве, на плато Джос в Нигерии, в зоне Великого Рифта, в Танзании и других районах Африканской платформы, а также в Бразилии, Австралии и Канаде (меловые щелочные интрузии Сьера-Грандес, Ситио-Сано-Бенито в Бразилии, Британской Колумбии и др.).

В числе характерных признаков геологического развития щитов следует отметить периодическое появление образований кор выветривания, свидетельствующих о сменах геотектонического режима и возникновении пауз различной длительности. При анализе значения кор выветривания в истории докембрия А. В. Сидоренко и В. М. Чайка (1970) приводят данные о их присутствии в архее и катархее (3200—3000 млн. лет и больше) и определяют процессы образования кор выветривания как элементы сходства в направленном и необратимом развитии Земли.

Таким образом, общая направленность в геологическом развитии земной коры, изученная на примере щитов и областей их активизации, подкрепляет существующее мнение о необратимом процессе развития Земли в целом от докембрия к фанерозою (Сидоренко, 1967, 1970). Наряду с этим установлено, что сущность и природа геологических процессов, типичных для докембрия, трансформировалась в сторону их дифференциации и изменения относительной роли в каждую из геологических эпох.

Анализ металлогенической и геохимической специфики щитов, проводимый в различной степени детальности и с различных точек зрения Я. Н. Белевцевым (1965), В. С. Домаревым (1968, 1969), Н. А. Быховером (1963 а, б), Т. В. Билибиной и др. (1960), С. Е. Колотухиной, А. Е. Первухиной, А. В. Рожанцем (1964), А. Д. Щегловым (1968) и другими, позволяет подойти к вопросу о выделении металлогенических эпох и установлении типовых особенностей металлогении каждого из рассмотренных структурно-формационных комплексов.

Предварительный металлогенический анализ показывает, что каждой крупной геологической эпохе: архейской, раннепротерозойской, средне- и частью позднепротерозойской, позднепротерозойско-раннепалеозойской и мезозойско-кайнозойской — свойственны определенные ассоциации месторождений полезных ископаемых, связанных с различными типами ведущих геологических процессов и принадлежащих к определенным генетическим типам. Это позволяет определить границы глобальных металлогенических эпох и специфику геотектонического режима, предопределившего ассоциации геологических формаций и связанных с ними полезных ископаемых.

Архейская эпоха характеризуется относительной бедностью полезных ископаемых. В это время возникают концентрации редких земель, радиоактивных элементов в ортотектитах и гранитах, скарноидные месторождения железа (Алданский щит), небольшие концентрации хрома, железа в связи с ультраосновными магмами и др. Ведущие геологические процессы этой эпохи — региональный метаморфизм и ультраметаморфизм, при взаимодействии которых создаются условия для концентрации полезных ископаемых. Изучение содержаний радиоактивных элементов в горных породах ряда щитов показало, по данным А. А. Смыслова и В. К. Титова (1967), что некоторая их концентрация происходит при метаморфизме амфиболитовой фации (особенно при наложении на гранулитовую) и избирательно увеличивается при ультраметаморфизме.

Значение архейской эпохи заключается в том, что связанные с ней громадные массы железа, редких металлов, урана являются в последующие эпохи объектом их дальнейшей миграции с формированием новых месторождений различных типов под влиянием наложенных процессов метаморфизма, магматического плавления, метасоматоза, с одной стороны, и процессов седиментогенеза — с другой.

Наиболее яркими представителями металлогении раннепротерозойской эпохи являются месторождения магнетитовых кварцитов, связанных с джеспилитовыми формациями Канадского, Украинского, Балтийского щитов, и осадочно-метаморфические месторождения марганца в кристаллических сланцах серии гондит в Индии, Бразилии и докембрийских выступах Африканской платформы. Для раннего протерозоя характерны колчеданные месторождения меди и цинка, образование которых связывается с кератофиро-диабазовыми формациями (месторождения Флин-Флон, Норанда в Канаде, Болиден в Швеции и др.). Широкое распространение имеют пегматитовые и грейзеновые месторождения, несущие уран в Канаде и, кроме того, бериллий, литий, олово, ниобий на Африканской платформе (Конго, Южная Родезия), а также в Бразилии и других местах. Впервые в развитии структурно-формационных комплексов фиксируется появление свинцово-цинковых месторождений и золоторудных кварцевых жил Конго и Родезии. Характерны также месторождения неметаллических полезных ископаемых — графита, горного хрусталя и асбеста. В эту эпоху наряду с региональным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций значительную роль начинают играть процессы седиментогенеза (железо, колчеданы), а также ультраметаморфизм, ведущий к формированию интрузивно-анатектических гранитоидов. Собственно магматические месторождения играют еще незначительную роль (титан—железо в связи с основными магмами).

Среднепротерозойская эпоха отличается от предшествующих эпох не только по ассоциациям полезных ископаемых, но и по генетическим типам месторождений, что прежде всего связано с резким изменением геотектонического режима и характером ведущих геологических процессов.

Типичными металлами этой эпохи становятся золото, уран, медь, никель, кобальт, платина, хром, свинец, цинк. Железо присутствует, но в иных формационных типах.

Золото и уран образуют крупные промышленные месторождения в конгломератах (Витватерсранд, Блайнд-Ривер, месторождения штатов Минас-Жерайс и Байя в Бразилии и др.), с одной стороны, и в широко известных гидротермальных месторождениях Канады (районы Атабаска, Саскачеван) — с другой. В ассоциации со свинцом, цинком и серебром золото и уран присутствуют в Австралии (месторождения Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Редиум-Хилл и др.). Для меди характерны крупные промышленные концентрации сульфидных руд в песчаниках молассоидных формаций (Удоканский рудный район) и в месторождениях сульфидных руд в ассоциации с никелем, кобальтом и иногда платиной, связанных с формациями ультраосновных и основных пород (рудные районы Содбери, Печенга, Монча). Как особый тип выделяется вкрапленная и жильная медная минерализация в миндалекаменных диабазах Верхнего Озера и Карелии.

Крупные месторождения хромита и платины известны в породах габбро-перидотитовой Великой Дайки в Южной Родезии и в Юго-Восточной Африке в дифференцированном Бушвельдском массиве основных—ультраосновных пород. С кислыми членами этого комплекса связывается редкометальная минерализация (олово, вольфрам, молибден, медь). К этой же эпохе относятся месторождения редкометальных пегматитов (Украина, Африка), флюорита и др.

В качестве ведущих геологических процессов впервые в развитии земной коры определяются процессы молассоидного седиментогенеза и катагенеза (золото, уран в конгломератах, медь в песчаниках и сланцах) и магматизм, вероятно, связанный с мантийной оболочкой (медь, никель, кобальт, платина, хром). Определенное значение имеет также гранитоидный и щелочной магматизм, с которым связана редкометальная минерализация (олово, вольфрам, редкие земли), флюорит. В эту эпоху образуются скарноидные олово-полиметаллические месторождения и более поздняя вольфрамовая минерализация Балтийского щита (Питкяранта и др.).

В позднепротерозойско-раннепалеозойскую эпоху в областях байкальской складчатости и частично на платформах возникают месторождения железа (гематитовые, оолит-гематитовые и сидеритовые руды), магнезитов, фосфоритов и др. Медь продолжает сохранять свое значение как ведущий тип полезного ископаемого в ассоциации с кобальтом и другими металлами. Типичные представители этой группы месторождений — кобальт-меденосные песчаники и сланцы Северной Родезии, сходные с более древними меденосными толщами. К этой же эпохе относится урановое месторождение Шинколобве в Конго, вероятно, одновозрастное с медно-кобальтовыми песчаниками Родезии, свинцово-цинковая и медная минерализация бассейна р. Ниари в Конго. Геотектонический режим, при котором формируются месторождения этой эпохи, отвечает платформе или трактуется как проявления активизации. В частности, свинцово-цинковое и медное оруденения бассейна р. Ниари рассматриваются С. Ш. Саркисяном (1971) в связи с процессами активизации платформ. С щелочными—ультраосновными и щелочными формациями связано железо-титановое, редкометальное оруденение и флогопит в карбонатитах (Африка, Балтийский щит), а также апатитовая и редкоземельная минерализация в агпаитовых нефелиновых сиенитах.

Ведущие геологические процессы четко дифференцированы с подразделением на экзогенные (седиментогенез) и эндогенные (магматизм глубинных зон земной коры ультраосновного и щелочного характера).

Палеозойская эпоха, знаменующаяся на ряде щитов длительным континентальным перерывом, соответственно не везде имеет прямое металлогеническое значение, но, вероятно, во многом создает предпосылки для зарождения более молодых процессов активизации, бурно и глобально проявившихся в мезозое. Сведения о палеозойской активизации щитов имеются в работах С. Е. Колотухиной и др. (1964) и А. Д. Щеглова (1968). По имеющимся данным, эта эпоха полностью не выделена как в ее временных ограничениях, так и по ассоциациям полезных ископаемых.

Мезозойская эпоха характеризуется резкой интенсивностью процессов рудообразования и яркими металлогеническими особенностями. Процессы активизации охватили области докембрийских выступов на Африканской платформе (Туарегский массив, Восточная Африка), Северо-Китайской платформе, в Австралии, Бразилии, Канаде, на Алданском щите и Украине (Щеглов, 1968; Казанский, 1965; Колотухина и др., 1964; Билибина, 1966; Билибина и др., 1967, 1968).

Время развития процессов активизации определяется для всех щитов как юра—мел и в некоторых регионах третичное.

В соответствии с рассмотренными типами тектонических структур областей активизации обособляются две группы месторождений: 1) экзогенные месторождения каменного угля в осадочных формациях континентальных впадин и 2) эндогенные гидротермальные месторождения, связанные с гранитоидными и щелочными интрузивными и вулканогенно-интрузивными формациями. Эндогенная группа включает, согласно А. Д. Щеглову, две ассоциации, или две линии развития, полез-

ных ископаемых: а) грейзеновые и жильные месторождения олова, вольфрама, бериллия, иногда совместно с сульфидами меди, свинца и цинка и б) метасоматические залежи и жильные месторождения сурьмы, ртути, золота, свинца, цинка, а также флюорита и барита. На Африканской платформе к производным процессов активизации относятся редкометальные карбонатиты мелового и третичного возраста.

Перечисленные группы месторождений рассматриваются как в связи с гранитоидными или щелочными формациями (олово, вольфрам, золото и др.), так и вне связи с магматизмом (ртуть, сурьма). Наиболее обширная ассоциация полезных ископаемых в месторождениях различных типов установлена в Африке и Северном Китае (Щеглов, 1968; Казанский, 1965). В Индии известны третичные флюоритовые месторождения в траппах Декана, в Бразилии — флюоритовые и цирконневые месторождения Сан-Паулу, возраст которых считается меловым. К образованиям активизации следует, вероятно, относить урановую и флюоритовую минерализацию Британской Колумбии (Рекспар и др.).

На Алданском щите месторождения экзогенной и эндогенной групп разобщены пространственно. К первой группе относятся каменноугольные месторождения в алевролит-песчаниковой формации (Чульманский и другие районы). Эндогенные месторождения представлены сложной ассоциацией, включающей золотосульфидные и флюоритовые месторождения, а также молибденовую и амфибол-асбестовую минерализацию, бедные магнетитовые скарновые залежи и некоторые другие, связанные с вулканогенно-интрузивным комплексом калиевых щелочных пород. Данных для выделения на Алданском щите двух типов ассоциаций, как это установлено для Африки и Китая, пока нет. В активизированных областях Джугджуро-Становой зоны известны проявления золотого и молибденового оруденения, несколько отличные от алданской группы. Не исключена возможность сочетания нескольких типов золоторудной минерализации, признаки которых установлены в различных районах щита (Коген, 1968; Готман, 1968). В кайнозое фиксируется накопление экзогенных концентраций золота, редких земель, титана, циркония в россыпях и коре выветривания, а также железа и бокситов в коре выветривания (Канада, Алдан, Украина, Индия, Бразилия). В более молодые эпохи развития щитов увеличивается контрастность в накоплении металлов по сравнению с докембрием. Коэффициенты концентрации элементов приобретают более высокие значения в связи с возрастающей дифференциацией земной коры и геологических процессов.

Таким образом, наиболее яркими представителями металлогении щитов по масштабам оруденения и широте распространенности являются железо, золото, уран, медь, никель, кобальт, хром, платина, марганец, образующие крупные промышленные месторождения, суммарные масштабы которых составляют или половину, или более двух третей мировых ресурсов (Быховер, 1963 а, 1969). Большое значение имеют также месторождения титана, свинца, цинка, некоторых редких металлов (олова, бериллия, лития, тантала, ниобия) и неметаллических ископаемых — асбеста, графита, магнезита, мусковита, флогопита, высокоглиноземного и керамического сырья и горного хрусталя. В областях активизации щитов ведущими металлами являются вольфрам, олово, золото, свинец, цинк, сурьма, ртуть и неметаллические полезные ископаемые — флюорит, каменный уголь и др.

Часть металлов может быть отнесена к группе так называемых сквозных, промышленные концентрации которых образуются в различные металлогенические эпохи. К их числу относятся, прежде всего, железо и золото, редкие земли, свинец, цинк, фиксируемые в месторождениях различных генетических типов всех эпох — от архея до мезозоя, а также некоторые редкие металлы. Медь, никель, кобальт, пла-

тина, хром концентрируются в основном в месторождениях среднепротерозойской и в некоторых регионах позднепротерозойской эпох.

Длительное и сложное полициклическое развитие щитов, обусловленное сменой различных геотектонических режимов (от прогеосинклинального в архее до тектоно-магматической активизации в мезозое и кайнозое), предопределило разносторонность и длительность проявления рудообразующих процессов, в результате которых на щитах и в областях их активизации сочетаются месторождения различных генетических типов. Систематизация данных по металлогении докембрия позволила В. С. Домареву (1970) выделить в докембрии месторождения следующих типов: магматические (Pt, Cr, Ti, Fe, Cu, Ni, Co), пегматиты (Li и др.), скарновые (Fe, U, W), «гидротермальные» — жильные и жилообразные в грейзенах и в кварцевых жилах (Sn, W, Mo, Nb, Ta, Au), месторождения типа колчеданных залежей (Cu, As, Bi, Fe), вкрапленную и прожилково-вкрапленную минерализацию (Fe, Sn, W, U), рудные месторождения осадочного происхождения и метаморфогенные (Fe, Cu, U, Mn, Pb, Zn, Co и др.). Среди рудообразующих процессов В. С. Домаревым отводится значительная роль метаморфогенному рудообразованию.

Классификация генетических типов месторождений, в соответствии с их принадлежностью к различным металлогеническим эпохам, позволяет выделить следующие их группы:

1) метаморфические, ультраметаморфические и осадочно-метаморфические, типичные главным образом для металлогенических эпох раннего докембрия и раннего протерозоя (железо, кианит, корунд, марганец, колчеданные руды), месторождения пегматитов, а также пневматолито-гидротермальные, связанные с процессами ультраметаморфизма (флогопит, мусковит, литий, бериллий, олово, тантал, ниобий);

2) осадочно-метаморфизованные, связанные с накоплением моласоидных геологических формаций в среднем протерозое (золото, уран, медь, никель, кобальт, железо);

3) магматические, связанные с ультраосновными интрузивными формациями ранне- и среднепротерозойских эпох (медь, никель, кобальт, платина, хром, титан, железо);

4) гидротермальные и гидротермально-метасоматические (жильные, метасоматические залежи, включая грейзеновые, минерализованные тектонические брекчии), связанные в различных геологических обстановках как с гранитоидными или щелочными интрузивными и вулканогенно-интрузивными комплексами, так и с процессами метаморфизма (золото, олово, вольфрам, свинец, цинк, серебро, ртуть, сурьма, флюорит, барит, горный хрусталь).

Гидротермальные месторождения фиксируются во всех металлогенических эпохах щитов с заметным увеличением их роли в областях активизации.

Сочетание генетических типов месторождений находится в закономерной связи с эволюцией геологических процессов, способствующих рудообразованию. На щитах и областях активизации к их числу относятся все известные геологические процессы — седиментогенез, метаморфизм, ультраметаморфизм, магматическое плавление, но роль их в каждую эпоху и эволюционные пути различны.

В архее ведущим геологическим процессом является ультраметаморфизм. Региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций в сочетании с осадконакоплением и вулканизмом создает первичные рассеянные концентрации полезных элементов, служащие источником вещества для последующего рудообразования. Характерно определяющее значение эндогенных процессов, в общем слабо дифференцированных.

В раннем протерозое происходит дифференциация геологических процессов, предопределяющих рудообразование: 1) геосинклинальное осадконакопление в сочетании с вулканизмом и региональным метаморфизмом преимущественно амфиболитовой фации и 2) ультраметаморфизм и магмообразование. Характерна связь процессов рудообразования с разновидностями щелочно-метасоматических и кремний-щелочно-метасоматических процессов.

В среднем протерозое в условиях усиливающейся дифференциации геологических процессов рудообразование обусловлено молассоидным осадконакоплением в зонах блоковых перемещений в сочетании с региональным метаморфизмом, преимущественно фации зеленых сланцев и магматизмом ультраосновного—основного и гранитоидно-щелочного рядов. Характерно сочетание месторождений, связанных с экзогенными процессами, и эндогенных, образование которых происходит с вовлечением в процессы рудообразования глубинных зон земной коры. В формировании эндогенных месторождений значительную роль играют щелочной и карбонатно-щелочной метасоматоз. Вопросы связи этих процессов с магматизмом в ряде случаев остаются дискуссионными.

В позднем протерозое—палеозое рудообразование обусловлено влиянием процессов платформенного осадконакопления и магматизма.

В некоторых регионах значительную роль в концентрации полезных элементов продолжает играть метаморфизм фации зеленых сланцев (Конго, Родезия). В развитии магматических процессов резко снижается роль кислых магм. Дифференциация геологических процессов резко усиливается; источниками рудного вещества являются глубинные оболочки земной коры.

В мезозое и кайнозое после длительного континентального перерыва усиливается тенденция к дифференциации тех же геологических процессов — осадконакопления и магматизма. Области источников рудного вещества эндогенных месторождений относительно менее глубинны, о чем свидетельствуют щелочной и гранитоидный характер магматических образований и ассоциации полезных ископаемых (золото, олово, вольфрам, сурьма, свинец, ртуть). В формировании эндогенных месторождений значительную роль продолжает играть щелочной и карбонатно-щелочной метасоматоз, не всегда четко коррелируемый с магматическими производными.

Большое значение в накоплении металлов в докембрии и в последующие эпохи играют процессы диафтореза и коры выветривания, роль которых еще недостаточно оценена.

Особенности металлогении щитов и областей их активизации показывают, что наибольшее значение по масштабу промышленных концентраций полезных ископаемых имеют протерозойская и мезозойско-кайнозойская эпохи.

Для образования крупных месторождений, составляющих мировые ресурсы по ряду полезных ископаемых, благоприятны два типа геологических обстановок: 1) геосинклинальные прогибы, в которых накапливаются осадочные и осадочно-вулканогенные формации, несущие месторождения железистых кварцитов, марганца, колчеданных руд (ранний протерозой), 2) области глыбовых перемещений и тектоно-магматической активизации, в которых локализуются главнейшие экзогенные и эндогенные месторождения меди, урана, золота, никеля, кобальта, хрома, вольфрама, свинца, цинка и других полезных ископаемых (средний протерозой — мезозой).

Данные, приведенные Н. А. Быховером (1963 а) о распределении мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования, согласуются с намеченными нами наиболее продуктивными периодами в геологическом развитии Земли.

Особенно наглядно роль некоторых ведущих эпох в минералообразовании подтверждается установлением геоструктурного и временного положения уранового оруденения на различных щитах. Все известные крупные месторождения урана, нередко принадлежащие к различным формациям, приурочены по времени к рубежам, разграничивающим ранне- и среднепротерозойскую эпохи, и к верхней границе позднепротерозойской, а также к мезозойской эпохам (см. таблицу). Для образования крупных месторождений урана благоприятны следующие геотектонические обстановки: 1) сочетание архейского или раннепротерозойского фундамента с отложениями верхнего структурного этажа, обычно молассоидными, в различной степени дислоцированными и метаморфизованными; 2) период континентального перерыва и тектонического спокойствия, соответствующий по времени границе структурных этажей различной длительности; 3) возникновение глыбовых перемещений, сопровождаемых глубокопроникающими разломами, магматической деятельностью и наложением процессов преимущественно щелочного и карбонатного метасоматоза.

Комплекс геологических обстановок, благоприятных для образования различных по возрасту месторождений урана, напоминает во многих чертах тот режим и связанные с ним процессы, которые мы определяем для более молодых областей как тектоно-магматическую активизацию. Весьма важное значение в геологии урана имеют вопросы связи оруденения со специфическими геологическими процессами щитов — ультраметаморфизмом, магматизмом, метасоматозом и седиментогенезом.

Процессы ультраметаморфизма создают рассеянные концентрации радиоактивных элементов в горных породах; некоторое обогащение ураном происходит лишь в условиях поздних стадий ультраметаморфизма — при процессах кремний-калиевого метасоматоза.

Весьма существенное значение имеют щелочно-метасоматические процессы, зарождающиеся в зоне ультраметаморфизма. Эта зона развивается, судя по новейшим исследованиям, весьма длительно и неоднократно трансформируется на различных глубинах.

Связь большинства эндогенных урановых месторождений щитов с магматизмом имеет настолько общий характер, что решение этого вопроса не выходит за рамки дискуссии. Закономерно наблюдается, что в ряде рудных районов формированию оруденения предшествовали более древние гранитоиды зоны ультраметаморфизма, отделенные от периода образования месторождений урана дайковыми или вулканогенно-интрузивными комплексами основного или щелочного состава. Такая повторяющаяся закономерность в последовательности развития магматизма может служить указанием на приуроченность урановых месторождений к участкам земной коры с однотипным глубинным строением (Канада, Южная Африка, Австралия).

Накопление урана в осадках и дальнейшая его трансформация в связи с наложением низкотемпературных фаций метаморфизма, в том числе и гидротермального, происходит главным образом в молассоидных толщах при геотектоническом режиме глыбовых перемещений.

Сочетание геологических процессов, контролирующих урановое рудообразование, указывает на большую длительность формирования месторождений во времени, что, очевидно, находит свое подтверждение в радиологических данных о возрасте оруденения.

Закономерности, установленные на примере сопоставления данных по геологии урана, вероятно, могут быть распространены и на другие полезные ископаемые, формирующиеся в сходных геологических обстановках (Au, Pb, Cu и др.).

Вопрос о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых на щитах представляет самостоятельную задачу и не рас-

Урановорудные формации щитов

Формация	Минеральный тип	Геохимический тип формаций		Генетический тип месторождений	Геологический и радиологический возраст оруденения, млн. лет	Характерный регион, месторождение
		по главным элементам	по характерным сопутствующим элементам			
Медно-урановая в сульфидно-магнетитовых жилах и штокверках	Сульфидно-настуран-уранинитовый	U—Cu	Ni, Co, Sr, Mo, Pb, Sn, Th, TR	Гидротермальный метасоматический	PR_3 653—585 620—600 520—480	Африканский щит, Шинколобве, Калонгве, Лунигмо
Медно-урановая в зонах дробления	Сульфидно-уранинитовый	U—Cu	Ni, Co, Bi	То же	PR_3 1200—700	Австралийский щит, Рам-Джангл
Урановая в кварц-карбонатных жилах	Сульфидно-настурановый	U—Ni—Co Ag—Bi	As, Cu, Co, Mo, Se, V, Pt, Au, C, Sn	Гидротермальный	PR_2 1600—1560 1100—800 (350—250?) 2200 (?)	Канадский щит, Б. Медвежье оз., Атабаска, Гольдфильдс, Биверлодж, Эисфей
Урановая в гематит-кварцевых жилах	Настурановый	U	Pe, Cu, Pb	То же	PR_2 1500—1400 900—800 (300—200?)	Канадский щит, Б. Невольничье оз., Атабаска, Северо-Запад Канады
Урановая в минерализованных зонах дробления и жилах	Сульфидно-кварцевый	U—Cu	Ni, Co, Bi	Гидротермальный метасоматический	PR_3 1200—700	Рам-Джангл

Урановая и редкоземельно-урановая в метасоматических залежах	Торит-настурановый и ортит-уранинитовый	U, TR—Th	F, As, Cu, Pb, Mo, Co, Ni, Ti	Гидротермальный	K	Британская Колумбия, Рекспор, Литтл-Джем
Урановая в метасоматитах и основных породах	Давидитовый	U—Ti	Cu, Mo, V	То же	PR_2 1730; 562 (?)	Мозамбик, Рейдиум-Хилл
Редкоземельно - урановая в скарноидах	Ортит-уранинитовый	U—TR	Cu, Pb, Zn, Mo	Гидротермальный метасоматический	PR_3 1000? 900	Квинсленд, Мери-Кетлин
Уран-тантал-ниобиевая в карбонатитах	Перовскит-пирохлоровый	U—Ti, Nb, Ta	TR, Fe, P	Пневматолито-гидротермальный	PR_3—PZ 650—340	Африканский, Бразильский щиты
Торий-уран-редкоземельная в кварц-микроклиновых метасоматитах и пегматоидах	а) Торианит-пирохлор-уранинитовый б) Уранинитовый в) Циркон-монацитовый	U—Th—TR, Nb, Ta U—Mo U	Ca, Zr Zr, TR Zn, TR, Th, Mo, Pb	Пегматитовый	PR_1 2460—1800 2100—2000	Канадский щит
Золото-урановая в конгломератах	а) Золото-уранинит-браннеритовый б) Уранинитовый	U—Au—C—Ti	Cu—Co (V, Y, Th)	Осадочно-метаморфический	PR_2—PR_3 1700+200 2000—1800 700	Канадский щит, Блейнд-Ривер Африканский щит, Витватерсранд Бразильский щит, Сиерра ди Жакобино
Урано-медная в сланцах и аркозах	Сульфидно-настурановая	U—Cu	Ni, Co, Sc, Tl, As, Sb	То же	PR_3 612	Африканский щит, Медный пояс Родезии

сматривается в настоящей статье. В качестве общих закономерностей размещения месторождений следует отметить сочетание литологических и структурных факторов. Однако на щитах особенно важное значение в размещении эндогенного оруденения имеют разрывные нарушения, обычно глубинного заложения. В верхних горизонтах земной коры, где, как правило, локализуется оруденение, рудоконтролирующие и рудовмещающие разломы развиваются в породах с благоприятными физико-механическими свойствами.

Главным источником рудных элементов щитов и областей их активизации служит базальтовая оболочка, трансформированная под влиянием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, а для ряда полезных ископаемых — вероятно, мантийная оболочка.

Большая часть элементов, главным образом сидерофильных и литофильных, вероятно, извлекалась из базальтового слоя (железо, марганец, алюминий, цирконий, золото, свинец, цинк, редкие земли, тантал, ниобий). Магматические производные мантийной оболочки создают концентрации халькофильных и сидерофильных элементов (медь, никель, кобальт, платина, хром, титан).

Не исключено, что источником ряда редких металлов, связанных как с процессами ультраметаморфизма, так и активизации, являются нижние горизонты «гранитного» слоя, поставляющего ряд элементов в процессе рудообразования метаморфическим путем и в связи с магматическими производными нижних горизонтов коровой оболочки (олово, вольфрам, сурьма и др.).

Определенную роль в числе элементов рудного процесса щитов играют бор, фтор и хлор, концентрации которых периодически возникают в различных металлогенических эпохах в связи с эволюцией геологических процессов.

Предварительный качественный анализ путей геологического развития щитов позволяет сделать некоторые выводы о развитии коровой оболочки земной коры. Сочетание структурно-формационных комплексов показывает, что в архее и в раннем протерозое происходит постепенная трансформация первичного базальтового слоя в процессах вулканизма, седиментогенеза, наложения процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и магматического плавления. Длительное и неравномерное развитие метаморфических процессов привело к общей гомогенизации коры в условиях нарастания «гранитного» слоя на базальтовый. В последующие эпохи на щитах происходит формирование осадочной оболочки земной коры, дифференцированно в областях глыбовых поднятий в среднем протерозое, в авлакогенах в верхнем протерозое, а также в депрессионных структурах областей активизации. Этот процесс сопровождается глубинной трансформацией земной коры в связи с явлениями магматического плавления, происходящими в различных ее слоях, начиная от мантийного, и с метаморфизмом преимущественно низкотемпературных фаций, развивающимся нередко в зонах проявления дизъюнктивных дислокаций.

Полученные нами данные о геологическом и металлогеническом развитии щитов подтверждают гипотезу Ю. А. Билибина, выдвинутую им 20 лет назад на основании незначительного фактического материала.

В незаконченной работе «Металлогенические эпохи и металлогенические провинции» (1955) Ю. А. Билибин большое значение придавал взаимодействию базальтовой и сиалической оболочек. Он писал: «Общее количество вещества сиалической оболочки наращивается за счет базальтовой оболочки при соответствующем изменении ее среднего состава. Пройдя процесс осадочной дифференциации, вещество базальтовой оболочки теряет свою индивидуальность и сливается с общей массой вещества сиалической оболочки», и далее: «...в этапы макси-

мального разогрева и плавления глубинных слоев земной коры взаимодействие базальтовой и сиалической оболочек может выразиться в их частичном смещении с образованием промежуточного слоя андезитовой магмы. Суммарным необратимым результатом взаимодействия базальтовой и сиалической оболочек земной коры является пополнение вещества сиалической оболочки за счет базальтовой оболочки при определенном изменении ее среднего состава. Экстраполируя этот процесс в далекое геологическое прошлое, можно сделать достаточно правдоподобное предположение о том, что вся сиалическая оболочка представляет не что иное, как продукт глубинной дифференциации базальтового слоя, в какой-то мере переработанный процессами выветривания, с удалением некоторых составных частей в мировой океан» (Билибин, 1955, стр. 85, 86).

Новые данные о развитии земной коры показывают необходимость пополнения представлений Ю. А. Билибина характеристикой роли процессов регионального метаморфизма в формировании земной коры в докембрии и фанерозое и возникновении областей магматического плавления на различных уровнях оболочек земной коры. Возможность возникновения магматических очагов в «гранитной» оболочке на небольших глубинах допускалась Ю. А. Билибиным еще в 1941 г. при рассмотрении вопроса о генезисе щелочных магм Алданского щита. В результате петрографических сопоставлений он пришел к выводу, что магматический очаг находится на глубине 6—7 *км*.

В одной из своих последних работ Ю. А. Билибин (1958) кратко и четко оценил значение процессов гранитизации в развитии земной коры. Им были выделены два типа гранитизации: а) на глубоких уровнях и б) на неглубоких уровнях. С глубинной гранитизацией устанавливалась связь пегматитовых образований, что подтверждается практикой изучения металлогении щитов. Второй немаловажный вывод Ю. А. Билибина касается гранитизации как одной из форм процесса гомогенизации. В остальном он четко придерживался учения о специализированных рудоносных интрузивных комплексах, основы которого были заложены С. С. Смирновым, и рассматривал процессы гранитизации как одну из частных сторон в развитии магматизма земной коры.

Безусловно, вопросы глубинного строения земной коры требуют значительно большей аргументации, чем мы располагаем в настоящее время, и более точной корреляции геофизических, геохимических и геологических построений, чего можно достигнуть сопоставлением карт глубинного строения регионов с геологическими и прогнозными картами.

Направление дальнейших металлогенических исследований щитов и областей их активизации в аспекте историко-геологических построений должно предусматривать, кроме общегеологических методов, комплекс геохимических исследований и структурной геофизики, совокупность которых позволит подойти к разрешению вопросов о формах связей рудообразования с геологическими процессами и о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. Исследования регионального характера должны сочетаться с комплексным изучением и картированием рудных районов в средних и крупных масштабах. Определенное место должны занимать экспериментальные работы, способствующие более глубокому обоснованию выводов о способах и источниках накопления рудного вещества.

Анализ и обобщение результатов комплексных исследований послужат основанием для разработки научно обоснованных поисковых критериев. В результате проведения комплексных работ по прогнозированию месторождений полезных ископаемых на щитах и в областях их активизации должны быть составлены серии прогнозных и сопутствующих им карт различных масштабов, включающие: 1) карты глубинного строения, составленные на основе использования магнито-грави-

метрических и сейсмометрических данных; 2) геохимические карты, построенные на основе выявления количественных отношений полезных и сопутствующих им элементов; 3) гидрохимические карты, характеризующие миграцию полезных и сопутствующих им элементов в подземных водах; 4) металлогенические и прогнозные карты, построенные на геолого-формационной основе и обобщающие информацию о поисковых критериях и результативные данные специализированных карт.

Для отдельных регионов может быть рентабельным с позиций прогнозирования составление геоморфологических и палеогеологических карт.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1965.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.

Билибин Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана. ДАН СССР, т. 51, № 6, 1946.

Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР, серия 1, вып. 10. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Билибин Ю. А. Проблема образования гранитов и руда. Избр. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. В кн. Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., Наука, 1966.

Билибина Т. В., Шапошников Г. Н. Краткая сравнительная характеристика металлогении Алданского и восточной части Балтийского щитов. В кн. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И., Титов В. К., Щукин С. И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., Недра, 1967.

Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогенические эпохи Алданского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 155, 1968а.

Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогения Алданского щита. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968б.

Билибина Т. В., Холмов Г. В. Металлогения восточной части Балтийского щита. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968в.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.. Госгеолтехиздат, 1963а.

Быховер Н. А. Минерагенический облик докембрия. Разведка и охрана недр, № 4, 1963б.

Быховер Н. А. Экономика минерального сырья. М., Недра, 1969.

Герасимовский В. И. Месторождения урана зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология докембрия Балтийского щита. В кн. Геохронология докембрия. М., Наука, 1970.

Готман Я. Д. О возможности открытия нового типа золотого оруденения на Алданском щите. Сов. геология, № 7, 1968.

Гриффит Д., Ланг А., Робинсон С., Роско С., Стиси Х. Типы месторождений радиоактивных минералов и запасы руд в Канаде. Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей Востока СССР. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-я сессия). Проблема 3. М., Наука, 1968.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Домарев В. С. Закономерности распределения урановых месторождений на щитах. В кн. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, т. 1. Киев, 1960.

Домарев В. С. Некоторые особенности металлогении докембрия. В кн. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970.

Зонтов Н. С. Новое в геологии и экономике сырьевой базы урана капиталистических стран. Атомная энергия, т. 6, вып. 6, 1959.

Казанский В. И. Новые структуры земной коры. Омоложение платформ и оруденение. Природа, № 9, 1965.

Коген В. С. Мезозойская эпоха золотого оруденения в области Станового хребта. ДАН СССР, т. 180, № 5, 1968.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., Наука, 1964.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Котляр В. Н. О типах месторождений докембрийских кристаллических массивов. В кн. Геология и перспективы металлогении докембрия Белоруссии. Минск, 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Магакьян И. Г. Основные черты металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., вып. 5, 1962.

Маркова Е. В., Орлова Е. И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М., 1967.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., Наука, 1967.

Орлова Е. В., Розин М. С. Минеральные ресурсы Индии. М., 1957.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Половинкина Ю. А. О единстве докембрийского тектоно-магматического развития территории Украины и Финляндии. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. Геохимия, № 4, 1970.

Салоп Л. И. Докембрий СССР. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-я сессия). Проблема 4. М., Наука, 1968.

Салоп Л. И. Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия. В кн. Геохронология докембрия. М., Наука, 1970.

Салоп Л. И. Пересмотр стратиграфической шкалы докембрия. Возрастные границы групп докембрия Канадского щита и Южной Африки. БМОИП, отд. геологии, т. XLV (5), 1971.

Саркисян С. Ш. Геологическое строение и металлогенические особенности среднего течения р. Ниари (Республика Конго, Браззавиль). Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1971.

Семененко Н. П. Металлогения докембрия. Сов. геология, № 2, 1962.

Семененко Н. П. Межконтинентальная корреляция докембрия. В кн. Геохронология докембрия. М., Недра, 1970.

Смирнов В. И. Металлогения урана. В кн. Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1963.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1969.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В кн. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., Недра, 1967.

Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. В кн. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., Наука, 1970.

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., 1958.

Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1967.

Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. Уч. зап. Лен. ун-та, № 312, серия геол., вып. 13, 1962.

Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. В кн. Докл. II Всесоюзн. сессии по закон. размещ. полезн. ископ. Киев, Изд-во АН УССР, 1970.

Тюрнор О. С. Металлогенические провинции и эпохи. В кн. Проблемы рудных месторождений. М., 1959.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Главные типы магматических и ультраметагенных формаций раннего докембрия СССР и принципы их выделения. В кн. Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

Van Wambeke L. Some geologie concepts as a guade foe the search of uranium the precambrian shields. European atomile energy cammunity eur 3481 e. Brussels, 1967.

Е. Д. Карпова

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Основы региональной металлогении, созданные С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным, оформились как новое научное направление в геологии в период господства представлений о существовании двух последовательно сменяющихся типов тектонического развития материковых структур — активного геосинклинального и стабильного платформенного. Вполне естественно, что именно эти представления лежат в основе широко известного заключения Ю. А. Билибина, что «процессы эндогенной минерализации наиболее длительны, интенсивны и разнообразны в пределах подвижных поясов земной коры, где благодаря этому сосредоточена подавляющая масса эндогенных минеральных месторождений» *. Эндогенная минерализация платформ представлялась Ю. А. Билибину «достаточно однообразной и проявляющейся лишь спорадически» (1955, стр. 13).

За последние 10—15 лет классическая концепция о платформах и геосинклиналях во многом получила новое толкование. Стало очевидным, что формирование множества рудных и некоторых нерудных месторождений, играющих в ряде случаев первостепенную роль в общем балансе мировых запасов разнообразных полезных ископаемых, нельзя связать с теми или иными стадиями развития геосинклиналей («подвижных поясов», по Ю. А. Билибину) или платформ. Появился убедительный фактический материал, показывающий, что эти месторождения были образованы в геологической обстановке, являющейся выражением особой формы глубинной тектонической активности, которая в геологической литературе чаще всего называется тектоно-магматической активизацией. Ее проявления наблюдаются в пределах различных консолидированных структур, представляющих собой части древних платформ или разделяющих их планетарных подвижных поясов.

К числу рудных полезных ископаемых, связанных с тектоно-магматической активизацией, образующих уникальные по запасам эндогенные месторождения или группы крупных сближенных месторождений, относятся молибден (Кляймекс, Колорадо, США), вольфрам (район провинции Юж. Цзянси, Юго-Восточный Китай), олово (Потоси и Оруро, Боливия; месторождения провинций Юж. Хунань и Гуанси, Юго-Восточный Китай), бериллий (Голд Хиллс и Спор Маунтин, Юта, США), медь (Бингэм, Юта; Глоб-Майами и Моренси, Аризона; Бьютт,

* Ю. А. Билибин называл «подвижными поясами» геосинклинально-складчатые области, развивающиеся в течение того или иного тектоно-магматического цикла (например, каледонские, герцинские и т. п.), а не планетарные подвижные пояса, разделяющие древние платформы и представляющие собой совокупность разновозрастных геосинклинально-складчатых областей со структурами негеосинклинального ряда.

Монтана, США), свинец, цинк и медь, иногда с серебром и золотом (Бингэм и Тинтик, Юта; Ледвилл, Колорадо, США; Шикоушань, Юго-Восточный Китай), сурьма (Сыгуаньшань, Юго-Восточный Китай), ртуть (Альмаден, Испания). Из нерудных особенно типичны крупнейшие месторождения флюорита (месторождения Забайкалья, Восточной Монголии, штатов Кентукки—Иллинойс в США). Среди месторождений экзогенного происхождения очень крупными являются урановые месторождения (штаты Нью-Мексико и Вайоминг, США).

В течение последних 10 лет в советской и зарубежной печати появилось много работ, посвященных тектоническим, магматическим и металлогеническим аспектам проблемы активизации. Характеризующие ее процессы в той или иной степени соответствуют геологическим явлениям, называемым также «орогенезом», «сводово-глыбовым развитием», «третьим типом развития континентальных структур Земли» и т. д.

Попытки систематизировать взгляды на активизацию показали существование серьезных разногласий в понимании причин тектоно-магматической активизации, ее типов и связей с развитием геосинклинально-складчатых и платформенных структур. Весьма по-разному понимается и объем термина «тектоно-магматическая активизация» *.

С точки зрения тектонистов проблема активизации получила наиболее яркое освещение в трудах В. В. Белоусова (1964), К. В. Боголепова (1968), Ф. Кинга (1969), Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1962), И. В. Корешкова (1960), Л. И. Красного (1964, 1970), В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого (1963), М. С. Нагибиной (1963, 1970), Ю. М. Пущаровского (1969), В. Е. Хаина (1967), Н. П. Хераскова (1963), С. С. Шульца (1964), Чень Го-да (1965) и др.

Из этих работ становится очевидным, что высокая тектоническая активность не есть монополия геосинклинальных структур Земли. М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным (1968) на многих примерах показано, что орогенез (или горообразование) и линейная складчатость часто развиваются вне геосинклинальных структур на древних и молодых платформах. При этом в результате активизации платформенного тектонического режима формируются эпиплатформенные складчатые системы во впадинах и авлакогенах внутренних частей платформ (Донбасс, Вичита, Пальмириды) и на их окраинах (Таймыр, Атлас, Юрские горы). Активизация выражается также в образовании эпиплатформенных орогенных областей, которые разделяются на внутриплатформенный (восточноафриканский) и окраинноплатформенный (тяньшаньский) типы. М. В. Муратов и В. Е. Хаин подчеркивают, что, опираясь на классическую теорию геосинклиналей, нельзя вскрыть внутренние связи между эпиплатформенными складчатыми и орогенными структурами и геосинклинально-складчатыми поясами. Обе группы структур могут развиваться в той или иной степени независимо друг от друга.

Существование самостоятельной группы динамичных структур («подвижных областей») негеосинклинального ряда было показано сначала для востока Азии, а затем для всех континентов Л. И. Красным (1964, 1970). Наряду с орогенными (сводово-глыбовыми и др.) и эпиплатформенными складчато-глыбовыми областями к числу крупных структур негеосинклинального ряда им отнесены плутоногенные и вул-

---

* Обзоры развития представлений о тектоно-магматической активизации содержатся в работах В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого (1963), К. В. Боголепова (1968), Е. Д. Карповой (1968), М. А. Фаворской и др. (1969), А. Д. Щеглова (1968) и многих других.

каногенные области и пояса, которые выделены в группу тектоно-магматических структур.

Во многих работах первостепенное внимание уделено вопросам магматизма активизированных областей и с большой убедительностью показано, что не только геосинклинальные структуры являются «генераторами» мощного, разнообразного по формам проявления и дифференцированного по составу магматизма (Комаров, Хренов, 1962; Красный, 1960; Кузнецов, Яншин, 1967; Нагибина, 1963, 1967; Фаворская, Томсон, 1969; Шейнманн, 1958, и др.). Описаны грандиозные по масштабу проявления гранитоидного магматизма и наземного вулканизма, которые развиваются в разных значительно более древних по возрасту консолидированных структурах. Как следует из описаний, этот магматизм не отличается от того, который обычно рассматривается как «стандарт» для средних и поздних стадий развития геосинклиналей.

Наиболее разноречивы мнения о гранитном магматизме. Суммируя данные советских ученых, Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин показали распространение негеосинклинального («сводово-блокового») гранитоидного магматизма на огромной территории восточной части Азии, в пределах самых разнообразных по типу развития и возрасту структур (герциниды Монголо-Охотского пояса, каледониды Катазии, байкалиды Внутренней Монголии, дорифейские структуры Станового хребта и Сино-Корейского щита и т. д.). Ими приведены примеры широкого проявления негеосинклинального гранитоидного магматизма герцинского возраста в каледонидах и байкалидах Алтае-Саянской области, на Балтийском щите и т. д. Подчеркивается условность расчленения однотипных по петрографическим и петрохимическим признакам «негеосинклинальных», «окологеосинклинальных» и «внутригеосинклинальных» (или позднеорогенных) гранитных интрузий.

Металлогения областей тектоно-магматической активизации охарактеризована с разных точек зрения во многих статьях и монографиях последних лет. Наиболее полное освещение вопросы металлогении получили в трудах Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965а, б), Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко и Н. А. Фогельман (1967), М. И.Ициксона, Н. И. Тихомирова и Е. Т. Шаталова (1967), В. И. Казанского (1961, 1968), Е. Д. Карповой (1968, 1970), В. Н. Козеренко (1968), Е. А. Радкевич (1964), А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого и Е. Т. Шаталова (1967), В. И. Смирнова (1962), М. А. Фаворской и др. (1969) и А. Д. Щеглова (1966, 1968, 1970).

Развернутая характеристика металлогении разнообразных областей тектоно-магматической активизации с разделением их на типы, систематизацией распространенных в них рудных и некоторых нерудных месторождений и сведениями об условиях их пространственного размещения содержится в работах А. Д. Щеглова (1968, 1970) и Е. Д. Карповой (1968). Следует отметить, что, несмотря на сходство ряда высказываемых положений, во взглядах обоих авторов существуют и большие различия.

Если суммировать данные, содержащиеся во всех упоминавшихся выше публикациях по тектонике, магматизму и металлогении областей тектоно-магматической активизации, то, несмотря на наличие серьезных разногласий по разным вопросам, можно констатировать, что имеется и определенное единство. Всеми признается, что в ходе геологической истории континентальной части Земли на различных консолидированных структурах периодически возникали обширные подвижные области и зоны со специфическим стилем тектонических движений, магматизма и металлогении, которые чаще всего называют областями тектоно-магматической активизации. Последние, хотя и обладают многими общими признаками, но вместе с тем не идентичны даже в пределах одних и тех же платформ или подвижных поясов.

Ниже раздельно рассматриваются активизированные области древних платформ и планетарных подвижных поясов и их металлогения. Охарактеризованы лишь области фанерозойской активизации, хотя нет сомнения в том, что сходные геологические явления имели место и в более древние периоды истории Земли (Шульц, 1964; Карпова, 1968; Щеглов, 1968).

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Проявления процессов фанерозойской тектоно-магматической активизации отчетливо наблюдаются на щитах и плитах древних платформ. Они менее очевидны в пределах тех частей плит, где возраст осадочного чехла близок к возрасту активизации.

Об истинном размахе процессов тектоно-магматической активизации на древних платформах и всех формах ее проявления еще нет возможности судить в достаточно полном объеме. По активизированным частям Бразильской и, в особенности, Индийской и Австралийской платформ имеются отрывочные, иногда противоречивые сведения, которые пока трудно использовать для обобщений.

Вместе с тем опубликованная литература по активизированным областям Сибирской, Северо-Американской, Северо- и Южно-Китайской и отчасти Африканской древних платформ достаточно обширна. На ее основе произведена предварительная типизация этих областей (табл. 1), основанная на геологических различиях субстрата, подвергающегося тектоно-магматической активизации.

К типу I отнесены щиты древних платформ с выступающим на поверхность древним основанием. Сюда же по возрасту субстрата условно отнесено протерозойское складчатое обрамление Сибирской платформы — область Становика—Джугджура, сопредельная с Алданским щитом *.

Тип II — это области, где активизация накладывается на плиты древних платформ, в пределах которых древний фундамент перекрыт осадочным чехлом переменной мощности. В период, предшествующий началу активизации, этот чехол характеризуется дислокациями платформенного типа.

Тип III активизированных областей древних платформ тесно связан с типом II. К нему относятся эпиплатформенные складчатые области, которые характерны для краевых и внутренних опусканий кристаллического фундамента со значительной мощностью осадочного чехла (III-А и III-Б в табл. 1). Такие области или зоны обычно ограничены глубинными разломами и характеризуются интенсивной, хотя и неравномерной линейной складчатостью и надвиговыми перемещениями. Складчатость и надвиги предшествуют существенной глыбовой перестройке этих областей, которая иногда сопровождается магматизмом и специфической минерализацией. Именно последующие процессы и позволяют относить эти области к активизированным частям платформ. Если не учитывать состав формаций осадочного чехла, то такие области можно принять за геосинклинально-складчатые. Например, южная часть Таймыра и Донбасс, отнесенные нами к типам III-А и III-Б, называются щелочно-фемическо-сиалическими складчатыми областями и не отделяются от складчатых областей, имеющих геосинклинальную предысторию (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967, стр. 60 и 65).

Характерные черты большинства активизированных областей и зон представлены в обобщенном виде в табл. 1. Типы месторождений, связанных с процессами активизации, приводятся в табл. 2.

---

* Эти структуры обычно рассматриваются как самостоятельные докембрийские складчатые области, обрамляющие Сибирскую платформу.

Главные типы активизированных областей и зон на древних платформах

Геологические структуры, подвергающиеся тектоно-магматической активизации	Примеры активизированных областей и зон	Размеры, км	Возраст субстрата, подвергающегося активизации	Стадии процессов активизации и время их проявления
Тип I Щиты древних платформ с малым распространением осадочного чехла	Алданский щит Сибирской платформы	1200×300	A, Pt_{1-2}	J—Cr_1
	Древнее складчатое обрамление Сибирской платформы — область Становика — Джугджура	1500×350	P с блоками A	1. T—J 2. Cr 3. N—Q
	Сино-Корейский щит Северо-Китайской платформы	1200×700 (с акваторией Желтого моря)	A—Pt_2 (нерасчлененные), фрагменты осадочного чехла (Pt_3—Pz_1)	T—Cr (Pg?) Стадии нерасчленены
	Туарегский щит, Аирский массив, Дагомейско-Нигерийский щит (Нигерийско - Сахарская зона активизации Африканской платформы)	3000×700	A и Pt, осадочный чехол на склонах щитов (Pz—Mz)	Pz—Mz (нерасчлененные)
Тип II Плиты древних платформ с переменной мощностью слабо дислоцированного осадочного чехла	Юго-западный выступ Северо - Американской плиты (Скалистые горы и плато Колорадо в центральной части Северо-Американских Кордильер)	2000×700	Чехол Pt_3—Cr_1 Фундамент A, Pt_{1-2}	1. Cr_2—Pg_2 2. Pg_2—N_1 3. N_2—Q

Тип дислокаций	Магматизм периода активизации: Характер проявления	Магматизм периода активизации: Интенсивность	Оруденение периода активизации	Литературные источники
Сводово-глыбовый	Интрузивно - вулканогенные ассоциации (мелкие интрузии, дайки, лавовые потоки): диориты, щелочные вулканиты калиевого ряда, щелочные сиениты, сиенит-порфиры, эгириновые граниты (J—Cr_1)	Небольшая	Эндогенное: **Au**, F (Mo, Cu, Pb)	Т. В. Билибина, 1966; Т. В. Билибина, А. Д. Щеглов, 1968
То же	Крупные трещинные интрузии гранитов (J—Cr_1). Локальные проявления наземного вулканизма кислого и среднего состава, гипабиссальные интрузии и дайковые поля повышенной основности и щелочности (Cr)	Очень большая	Эндогенное: **Au**, **Mo** (Hg, Ag, Pb, Zn)	В. С. Коген, Л. В. Терещенко, В. Н. Томашевский, 1969; Л. И. Красный, 1960
" "	Крупные трещинные интрузии гранитоидов (Cr). Наземные вулканиты среднего и кислого состава, дифференцированные гипабиссальные интрузии (Cr_2)	Большая	Эндогенное: 1. **W**, **Sn** 2. Sb, Hg, F (Pb, Zn, Ni, Co, Au)	В. И. Казанский, 1961, 1968; В. Л. Масайтис, 1963
Глыбовый и сводово-глыбовый	Интрузии гранитов, часто кольцевого строения (Pz—Mz). Вулканогенно - интрузивные комплексы: липариты, диориты, сиениты, щелочные граниты, граниты	Небольшая	Эндогенное: 1. **Sn**, **Nb**, W 2. Pb, **Zn**, F Экзогенное: **U**	С. Е. Колотухина и др., 1964; А. Д. Щеглов, 1968
Сводово-глыбовый	Гипабиссальные и приповерхностные интрузии гранитоидов часто повышенной основности, вулканиты среднего состава (Pg_1—Pg_2)	Небольшая	Эндогенное: 1. **Cu**, **Pb**: **Ag**, **Zn**, **Mo**, U	Ch. A. Andersen, 1968; B. W. Hobbs, 1968; Ph. King, 1969; O. Tweto, 1968
	Вулканогенные комплексы среднего, кислого и щелочного состава, мелкие штоки и интрузии кислых, средних, местами щелочных интрузий (Pg_3—N_1)	Очень большая	2. **Mo**, **Au**, **Ag**, Pb, Zn, W, U, F	
	Небольшие излияния базальтов, андезито-базальтов (N_2—Q)	Малая	3. **U**, F Экзогенное: **U**	

Геологические структуры, подвергающиеся тектоно-магматической активизации	Примеры активизированных областей и зон	Размеры, км	Возраст субстрата, подвергающегося активизации	Стадии процесса активизации и время их проявления
Тип II Плиты древних платформ с переменной мощностью слабо дислоцированного осадочного чехла	Юго-восточная краевая часть Северо-Американской плиты (штаты Кентукки, Иллинойс, Теннесси)	1000×50	Чехол Pz Фундамент Pt_{2-3}	1. P? 2. Cr_1
	Восточная окраина Сычуанской синеклизы Южно - Китайской платформы	800×100	Чехол Pt_3—Pz Фундамент A, Pt	M
Тип III-A Краевые опускания древних платформ со значительной мощностью осадочного чехла, преобразованные в эпиплатформенные складчато-глыбовые области	Крайняя западная часть выступа Северо-Американской плиты (Великая впадина в центральной части Северо-Американских Кордильер)	900×400	Чехол Cm—Cr Фундамент PCm	1. Cr_2—Pg^2 2. Pg_3—N_1 3. N_2—Q
	Таймырская эпиплатформенная складчатая область (краевая часть Сибирской платформы)	1000×250	Чехол Cm—P Фундамент A, Pt	T
Тип III-Б Авлакогены в древних платформах со значительной мощностью осадков, преобразованные в эпиплатформенные складчато-глыбовые зоны	Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина	1200×150	Чехол Pt_{2-3} Фундамент PCm	1. P—T 2. J—Cr

Примечание: Выделены элементы, имеющие высокие промышленные концентрации.

Выводы об общих особенностях металлогении областей тектоно-магматической активизации древних платформ были бы крайне неполными без подробного рассмотрения новых данных по западным штатам США. Этот необычайно яркий пример до сих пор не получил надлежащей характеристики в отечественной литературе по металлогении.

Синтез современных представлений о рудных месторождениях США и закономерностях их размещения (Ore Deposits of USA, 1968) в совокупности с новыми сводками по тектонике Северной Америки (King, 1969; Кинг, 1969) позволяют составить достаточно ясное представление о металлогении западных штатов и ведущей роли процессов тектоно-магматической активизации в преобразовании юго-западной части Северо-Американской плиты и формировании рудных месторождений.

До последнего времени было принято считать, что Северо-Американские Кордильеры представляют собой совокупность разновозрастных геосинклинальных областей, входящих в Тихоокеанский подвиж-

Окончание табл. 1

Тип дислокаций	Магматизм периода активизации: Характер проявления	Магматизм периода активизации: Интенсивность	Оруденение периода активизации	Литературные источники
Глыбовый	Щелочной магматизм (малые интрузии, дайки) (P? и Cr?)	Очень малая	Эндогенное: F, Pb, Zn, Ba	R. M. Grogan, J. C. Bradbury, 1968; Ф. Кинг, 1969; Ph. King, 1969
Складчато-глыбовый	—	—	Эндогенное: Hg, Sb (As, Pb, Zn)	Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман, 1967; В. И. Казанский, 1968
Складчато-надвиговый с глыбовой перестройкой	Гипабиссальные и субвулканические интрузии гранитоидов повышенной основности (Pg_{1-2}) Вулканогенные комплексы среднего и кислого состава, мелкие штоки дифференцированных гранитоидов (Pg_3—N_1)	Небольшая Очень большая	Эндогенное: 1. Cu, Pb, Zn, Au 2. Au, Ag, Be, U (Pb, Zn, Hg, As) 3. F, U, Mn, Hg, W	W. P. Hewitt, 1968; Ph. King, 1969
Сводовые и складчатые с глыбовой перестройкой	Малые интрузии сиенитов, дайковые серии	Небольшая	Эндогенное: F, Ba, Pb, Zn, Hg	М. Ф. Лобанов, 1968; Ю. Е. Погребицкий, 1967
Складчатые с глыбовой перестройкой	Малые интрузии щелочных пород (P—T). Малые интрузии и эффузивы среднего состава (J—Cr)	Малая	Эндогенное: Hg, F (Pb, Zn, Au) Экзогенное (Cu)	Н. С. Мудрогина, 1968

ный пояс. Согласно Кингу (1969), такое представление неправильно, так как для Северо-Американских Кордильер типична поперечная зональность. В центральной их части расположен Калифорнийско-Колорадский сектор, ограниченный поперечными линеаментами (рис. 1). Восточная большая часть сектора представляет собой активизированный юго-западный выступ Северо-Американской плиты, вытянутый в меридиональном направлении на 2000 км*.

За западную границу выступа Кингом принимается зона интенсивных складчато-надвиговых дислокаций, проходящих в центральной части штата Юта, вдоль западной окраины плато Колорадо. Смежный с запада район, известный под названием Великой впадины (Great Basin), относится Кингом к миогеосинклинальной складчатой области Кордильер. Геологическое строение этой крупной части Кордильер (размером 900×400 км) расшифровывается со значительными трудно-

* Северная часть этого выступа частично размещается на восточной окраине смежного Орегонско-Монтанского сектора Кордильер.

Таблица 2

Главные типы месторождений активизированных областей древних платформ и подвижных поясов

Рудные формации	Минеральные типы	Ведущее полезное ископаемое	Преобладающие ассоциации элементов	Примеры месторождений	
				в активизированных частях древних платформ	в активизированных частях подвижных поясов
Скарновые, в контактах гранитоидных интрузий, малых интрузий среднего, кислого и субщелочного состава с карбонатными породами	Магнетитовые	Fe	Cu—Fe, Co—Fe, Bi—Fe, Au—Fe	Айрон Спрингс (Юта, США)	Чокадам-Булак (Тянь-Шань)
	Шеелитовые, шеелит-касситеритовые, шеелит-молибденитовые	W, W—Sn, W—Mo	Mo—W, Au—W, Pb—As—W—Sn, Cu—W—Mo	Санг-Донг (Корея)	Тырны-Ауз (Б. Кавказ), Чорух-Дайрон, Кумбель (Тянь-Шань)
	Халькопиритовые	Cu	Pb—Zn—Cu, Fe—Cu, Au—Cu	Клифтон Моренси (Аризона, США)	Саяк (Сев. Прибалхашье), Куру-Тегерек (Тянь-Шань)
	Галенит-сфалеритовые	Pb—Zn	Cu—Pb—Zn	Джонсон Кемп (Аризона, США)	Шикоушань (Юго-Вост. Китай), Алтын-Топкан (Тянь-Шань)
Грейзеновые, высокотемпературные кварцево-жильные и штокверковые, в связи с гипабиссальными ультракислыми гранитами	Касситеритовые, вольфрамит-касситеритовые, вольфрамитовые, молибденит-вольфрамитовые	Sn, Sn—W, W, Mo—W	W—Sn, Cu—Pb—Zn—Sn—W, Bi—Sn—W, Mo—W, As—Mo—W и др.	Месторождения Нигерии и Нигера Месторождения Кореи	Тадзишань, Гуймейшань (Юго-Вост. Китай), Циновец, Альтенберг (Чешский массив) Джидинское (Зап. Забайкалье), Акчатау, Вост. Коунрад (Сев. Прибалхашье)
Натровые метасоматиты (апограниты) в субщелочных гранитах и сиенитах	Колумбитовые	Nb	Li—Rb—Ta—Nb, TR—Zr—Nb	Каффо (Сев. Нигерия)	Месторождения Казахстана
Гидротермальные среднетемпературные жильные и прожилково-вкрапленные, частью метасоматические, обычно в ассоциации с мелкими интрузиями гранитоидов повышенной основности	Кварцево-молибденитовые	Mo	W—Mo, Pb—Zn—Mo	Клаймекс (Колорадо, США)	Шалгия (Казахстан)
	Халькопиритовые («медно-порфировые»)	Cu	Au—Mo—Cu	Бингэм (Юта, США), Глоб-Майами (Аризона, США)	Алмалык (Тянь-Шань) Коунрад (Сев. Прибалхашье)
	Кварцево-золоторудные	Au	As—Au, Sb—Au, W—As—Au	Месторождения Алданского щита Месторождения Центр. Монтаны (США)	Терек-Кан (Тянь-Шань) Степняк, Бестюбе (Сев. Казахстан)
	Кварцево-антимонитовые	Sb	Au—Sb, Au—As—Sb		Сыгуаньшань (Юго-Вост. Китай), Ла Люсетт (Франция)
	Сульфидно - касситеритовые и силикатно-касситеритовые	Sn	Pb—Zn—Sn, Pb—Zn—W—Sn		Хапчеранга (Забайкалье), м-ния Балыгычано-Сугойской зоны (СВ СССР) М-ния Восточно-Гуансийского района (Юго-Вост. Китай)
	Сфалерит-галенитовые	Pb, Zn (Ag)	Sn—Pb—Zn, Sn—Mo—Pb—Zn, Ag—Cu—Pb—Zn, U—Ag—Pb—Zn	Лёдвилл (Колорадо, США) Тинтик (Юта, США)	Пшибрам, Фрейберг (Чешский массив) Боорду, Кургашин-Кан (Тянь-Шань)

Окончание табл. 2

Рудные формации	Минеральные типы	Ведущее полезное ископаемое	Преобладающие ассоциации элементов	Примеры месторождений	
				в активизированных частях древних платформ	в активизированных частях подвижных поясов
	Золоторудные, золото-серебряные, серебряные	Au, Au—Ag	Au—Ag, Pb—Zn—Ag—Au, Te—Au, As—Hg—Au, алунитовые с Au	Крипл-Крик, Силвертон (Колорадо, США) Голдфилд (Невада, США)	Балей (Забайкалье), Архарлы (Юго-Вост. Казахстан), Коч-Булак (Тянь-Шань)
	Галенитовые, сфалерит-галенитовые с высоким содержанием серебра	Pb—Ag	Zn—Pb—Ag, U—Zn—Pb—Ag	Тонопа (Невада, США), Централ Сити (Колорадо, США)	Понжибо, Виала (Франция)
	Вольфрамитовые	W	Au—Te—W, Hg—W, Sb—W	Боулдер (Колорадо, США)	Бирун-Шивея (Забайкалье)
Гидротермальные средне-низкотемпературные и низкотемпературные (некоторые спорного генезиса) жильные, мелкие): а) в ассоциации с наземными вулканитами среднего — кислого состава, б) в неясных соотношениях с магматическими проявлениями, обычно наиболее молодые (послеорогенные) рудные образования	Касситеритовые, серебро-сталлин - касситеритовые	Sn, Sn—Ag	Sn, Bi—Pb—Cu—Sn—Ag	Оруро, Потоси (Боливия)	Хинганское (Буреинский массив)
	Флюорит - бертрандитовые, кварцево - бертрандитовые	Be	F—Be, F—U—Be	Спор Маунтин, Голдхиллс (Юта, США)	—
	Настурановые, фемолит-настурановые, флюорит-настурановые	U(Mo)	U, Pb—Zn—U, Mo—U, F—U и др.	Мерисвейл (Юта, США)	Лимуза, Пьер-Планте, Буа-Нуар (Франция)
	Висмут - серебро - кобальт-никель-настурановые («пятиэлементные»)	U	Bi—Ag—Co—Ni—As—U	—	Яхимов, Иоганнгеоргенштадт (Чешский массив)
	Флюоритовые, барит-флюоритовые, галенит-флюоритовые	F(Pb)	F, Ba—F, Pb—F, Pb—Zn—Ba—F	Броунс Каньон (Колорадо, США)	Такоб, Наугарзан (Тянь-Шань), Калангуй, Абагайтуй (Забайкалье), Ле Бье, Вольтени (Франция)
Гидротермальные низкотемпературные (некоторые спорного генезиса) жильные, метасоматические, иногда пластообразные в районах без проявлений магматизма или со слабыми проявлениями щелочного и основного магматизма: а) в платформенных и квазиплатформенных чехлах, б) в зонах активизированных глубинных разломов консолидированного основания	Киноварные, антимонитовые, киноварь-антимонитовые	Hg, Sb	F—Sb—Hg, As—Sb—Hg, Hg, Sb, Hg—Sb, Pb—Zn—Hg—Sb	Месторождения сурьмяно-ртутного пояса Юго-Вост. Китай, Никитовка (Донбасс)	Хайдаркан, Джижикрут (Тянь-Шань), Альмаден (Испания)
	Галенитовые, сфалерит-галенитовые	Pb, Zn	Pb—Zn, F—Ba—Pb—Zn, Ba—Pb и др.	Амека (Нигерия) Некоторые месторождения штатов Кентукки — Иллинойс (США)	Алисай (Каратау) Сумсар (Тянь-Шань) Ларжантье, Ле Малин (Франция)
	Флюоритовые	F	Ba—F, F, Pb—F	Месторождения штатов Кентукки—Иллинойс (США), Покрово-Киреевское (Донбасс)	Маринья (Франция) Аурахмат (Тянь-Шань)
Эпигенетические экзогенные и спорного генезиса — рольовые, лентовидные, пластообразные в песчаниках, углях (и редко в карбонатных породах): а) в платформенных чехлах, б) в межгорных впадинах	Урановые (пасту рановые, черневые)	U	U, Se—U, Cu—V—U и др.	Месторождения Нигера и Габона (Зап. Африка) Месторождения Вайоминга (США)	Лодэв, Сен-Ипполит (Франция)
	Битумно - коффинит - настурановые	U	U	Амброзия Лейк (Нью-Мексико, США)	—

стями вследствие того, что он входит в область мощного проявления неоген-четвертичной активизации, которая протягивается из штатов Юта и Невада в Аризону и Северную Мексику. Эта активизация, известная у американских геологов как «орогения Впадин — Хребтов», привела к образованию бесчисленных узких субмеридиональных горстовых поднятий, разделенных бессточными межгорными впадинами с мощным чехлом плиоцен-четвертичных моласс; молассовые отложения маскируют донеогеновые структуры Великой впадины.

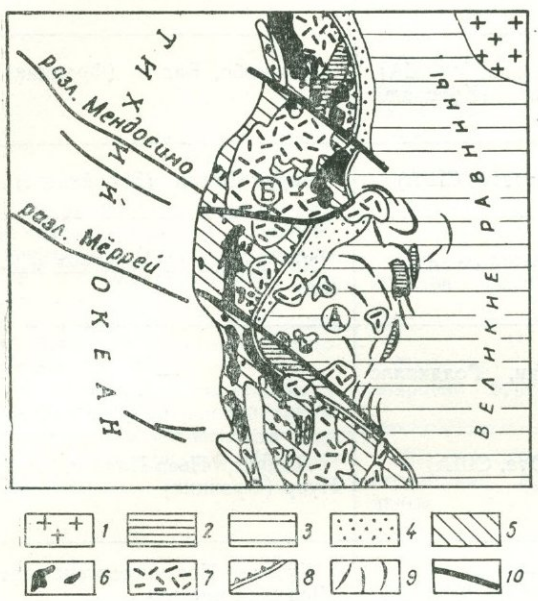


Рис. 1. Главные структурные элементы западной части США и сопредельных частей Канады и Мексики (по данным Кинга, 1969, с изменениями Е. Д. Карповой).

1 — Канадский щит; *2* — выступы докембрийского фундамента Северо-Американской плиты в Кордильерах; *3* — чехол Северо-Американской плиты; *4* — краевая эпиплатформенная глыбово-складчатая область; *5* — геосинклинально-складчатые структуры Кордильер (невадийские и более молодые); *6* — гранитоидные батолиты (преимущественно юрские); *7* — наложенные вулканогенные пояса и поля (неогеновые и плейстоценовые); *8* — граница геосинклинально-складчатых структур с платформой; *9* — Скалистые горы, сводово-глыбовые структуры Кордильер (ларамийские и более молодые); *10* — переходные зоны между секторами Кордильер.

Секторы Кордильер: *А* — Калифорнийско-Колорадский, *Б* — Орегонско-Монтанский.

Кинг (King, 1969) подчеркивает, что граница миогеосинклинали и платформы проводится условно по зоне, нарушенной складками и разломами, которая, по-видимому, совпадает с зоной увеличения мощности осадочного чехла. Разрезы осадочного чехла к западу и востоку от предполагаемой границы по составу формаций не имеют заметных отличий. Отсутствие в разрезе (кембрий — нижний мел) угловых несогласий и платформенный облик осадочных палеозойских и мезозойских отложений (кварцито-песчаники, карбонатные толщи, терригенные красноцветы) Великой впадины позволили автору этой статьи сделать предположение, что центральная и восточная части этой территории относятся не к миогеосинклинали, а к эпиплатформенной краевой складчато-глыбовой области, возникшей на месте окраинноплатформенного опускания (тип III-А, см. табл. 1). За западную границу выступа Северо-Американской плиты нами принимается зона распространения палеозойских и мезозойских эвгеосинклинальных складчатых структур, обнажающихся из-под третичных вулканических покровов и плиоцен-четвертичных отложений в западной части Невады и в юго-западной Аризоне.

Схема тектонического строения выступа Северо-Американской плиты и ее обрамления, а также часть известных здесь рудных полей и месторождений представлена на рис. 2. В пределах выступа, общая площадь которого составляет 1 750 000 *кв. км*, распространен платформенный осадочный чехол переменной мощности (поздний рифей, палеозой, частью мезозой). Из-под чехла обнажаются многочисленные разные по размерам выступы древнего кристаллического фундамента плиты, особенно характерные для сводово-глыбовых поднятий Скалистых гор и южного обрамления плато Колорадо.

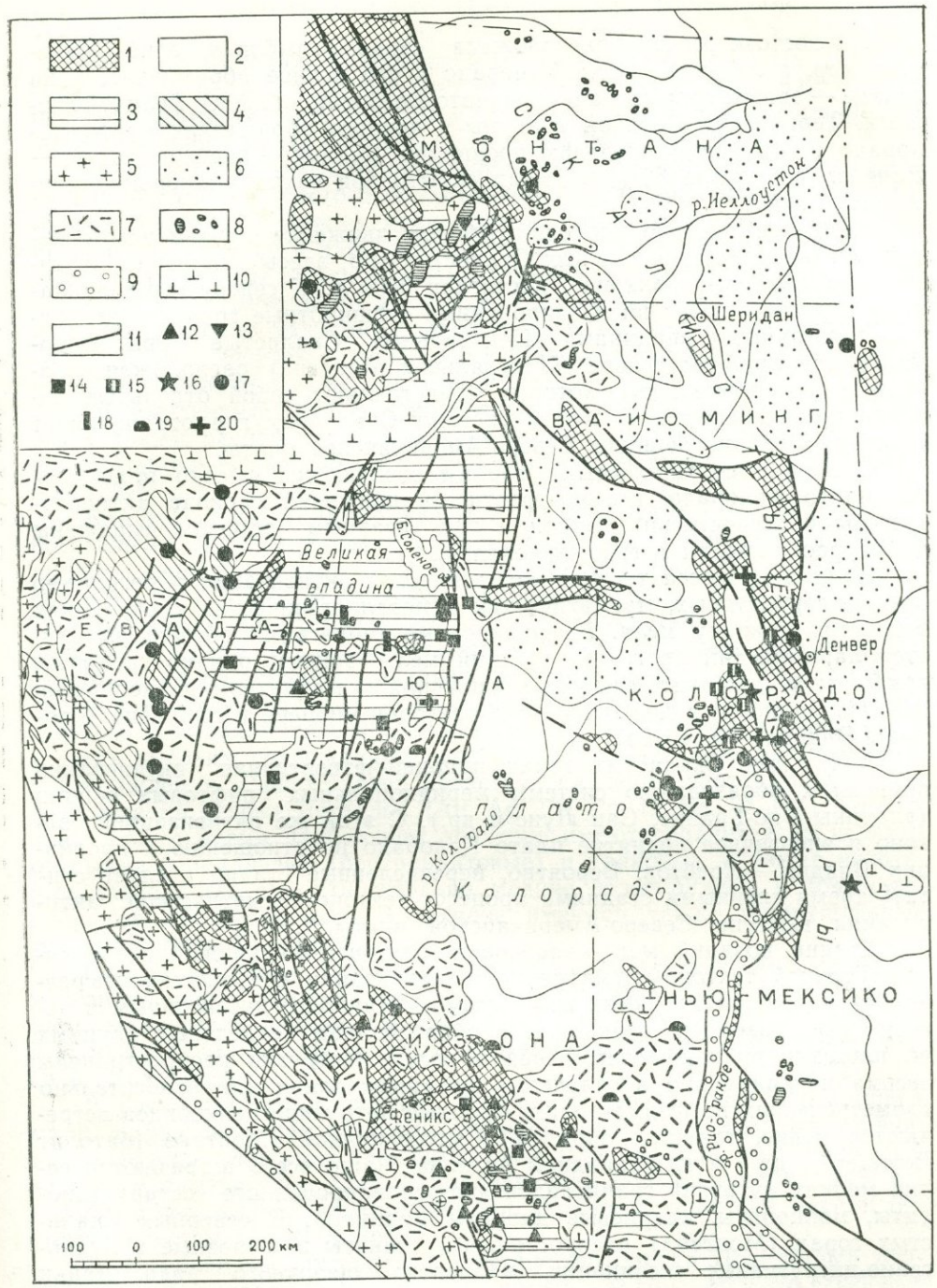


Рис. 2. Схема размещения главных типов эндогенных месторождений в Калифорнийско-Колорадском секторе Северо-Американских Кордильер на тектонической основе (со снятым чехлом неоген-четвертичных моласс в Юте, Неваде и Аризоне).

1 — докембрийский кристаллический фундамент; *2* и *3*—чехол Северо-Американской плиты (Cm—Cr$_1$), *2* — с глыбовыми деформациями (Скалистые горы); *3* — с глыбово-складчатыми формациями; *4* — геосинклинально-складчатые структуры Кордильер; *5* — гранитные батолиты (мезозойские); *6* — межгорные и предгорные впадины Скалистых гор (эоценовые); *7* — наземные вулканиты среднего и кислого состава (миоценовые); *8* — гранитоидные, частью щелочные интрузии (эоценовые и миоценовые); *9* — рифтовые впадины Скалистых гор (плиоценовые); *10* — базальты (плиоцен-четвертичные); *11* — разрывные нарушения. *Главные типы эндогенных месторождений: 12—15* — мезотермальные: *12* — прожилково-вкрапленные молибденово-медные («медно-порфировые»), *13* — кварцево-медные (энаргитовые), *14* — полиметаллические метасоматические, преимущественно в карбонатных породах, *15* — серебро-свинцовые с Zn, Au, часто с U (жильные), *16* — кварцево-молибденовые, *17—20* — эпитермальные: *17* — золоторудные и золото-серебряные (бонанцевые), *18* — берилиевые (бертрандитовые), *19* — урановые, *20* — флюоритовые.

На востоке региона расположена сводово-глыбовая зона Скалистых гор, в центре — плато Колорадо и его южное обрамление, а на западе — эпиплатформенная складчато-глыбовая область Великой впадины. Территории Великой впадины и южного обрамления плато Колорадо находятся в пределах провинции Впадин — Хребтов (Basin—Ranges), где около 60% площади скрыто под чехлом плиоцен-четвертичных моласс*.

Наиболее активно сводово-глыбовые движения проявились в меридиональной системе Южных Скалистых гор; здесь амплитуды вертикальных глыбовых движений достигали 6000 *м*. К северу горы снижаются и расчленяются на изолированные субширотные гряды, разделенные межгорными впадинами (Центральные Скалистые горы, Вайоминг). На крайнем севере (Центральная Монтана) расположены Северные Скалистые горы, которые представляют собой отдельные пологие возвышенности. В целом система Скалистых гор ограничивает с запада Великие равнины Северо-Американской плиты.

С запада со Скалистыми горами сочленяется высоко приподнятое плато Колорадо, где контрастность движений периода активизации была относительно слабой и они главным образом выражены флексурообразными изгибами чехла.

Начало процесса тектоно-магматической активизации в регионе во всех ее структурных, магматических и металлогенических проявлениях относится к концу мела. Американскими геологами обычно выделяется ларамийский орогенез (верхний мел — эоцен), однако сводовые, глыбовые и складчато-глыбовые движения и магматизм периодически возобновлялись и в дальнейшем: в олигоцен-миоцене и плиоцене (орогения Впадин — Хребтов).

В Южных Скалистых горах плиоцен-четвертичная активизация привела к образованию системы меридиональных рифтовых впадин (впадины Рио-Гранде, Сан Луис и др.). С этой же активизацией связано и энергичное поднятие плато Колорадо по отношению к провинции Впадин — Хребтов. Вероятно, перечисленные стадии следует считать тремя главными стадиями процесса тектоно-магматической активизации выступа Северо-Американской плиты**.

Стадии поздний мел — эоценовой, олигоцен-миоценовой и неоген-четвертичной тектоно-магматической активизации сопровождались разнообразными проявлениями магматизма. Наиболее интенсивным в регионе был наземный вулканизм с образованием отдельных крупных по площади вулканических цепей и полей. Интрузии распространены весьма неравномерно в отдельных линейных зонах или относительно изометрических по форме полях. Крупные интрузии гранитоидов встречаются редко, главным образом в юго-западной Монтане (батолит Боулдер и др.) и юго-западной Аризоне. Чаще всего встречаются серии мелких интрузий гранитоидов дифференцированного состава (диориты, монцониты, кварцевые диориты, граниты). В северных Скалистых горах (Монтана) распространены сиениты и щелочные вулканогенно-интрузивные ассоциации калиевого щелочного ряда. Дайки щелочных пород и отдельные вулкано-тектонические структуры с эффузивами и интрузивными породами щелочного ряда известны и в других частях рассматриваемого региона.

По геологическим данным и многочисленным определениям радиологического возраста выделяются три возрастные группы магматиче-

---

* На рис. 2 плиоцен-четвертичный покров Великой впадины не показан, а геологическое строение доплиоценовых структур приводится в обобщенном схематизированном виде.

** У Кинга (King, 1969) есть высказывания о локальных проявлениях позднепалеозойской активизации в регионе. В более ранних работах эти тектонические движения рассматривались им как платформенные.

ских пород (Anderson, 1968; Hewitt, 1968; Hobbs, 1968, Tweto, 1968):

а) наиболее ранними являются мелкие и редко крупные интрузии гранитоидов повышенной основности и порфировой структуры, имеющие эоценовый возраст (60—70 млн. лет). С ними иногда ассоциируются небольшие вулканические поля близкого возраста;

б) мощные проявления наземной вулканической активности (вулканиты среднего, кислого и реже щелочного состава) относятся к олигоцену и миоцену. Одновременно происходило внедрение мелких гранитоидных интрузий и даек. Миоценовый возраст имеют щелочные интрузии и лакколиты штата Монтана (25—30 млн. лет);

в) самыми молодыми являются относительно небольшие по площади базальтовые излияния и лакколиты в юго-восточной части плато Колорадо и в рифтовых впадинах Рио-Гранде (возраст 10 млн. лет), а также базальты бассейна Снейк Ривер (Айдахо).

Перечисленные группы пород встречаются в пределах всего региона, а также распространяются в смежную с запада складчатую область кордильерских невадид (западная часть Монтаны и юго-запад Аризоны).

Как известно, западные штаты США представляют собой одну из богатейших металлогенических провинций мира, которая содержит крупные запасы цветных (Cu, Pb, Zn), редких (Mo, Be) и благородных (Au, Ag) металлов, а также урановых руд.

Для провинции характерны разнообразные типы рудных месторождений. Среди них экономически особенно важными являются месторождения рассеянных молибденово-медных руд (porphyry copper), скарновые месторождения меди, свинца и цинка, гидротермальные жильные и метасоматические полиметаллические месторождения, часто с очень высоким содержанием серебра, и штокверковые молибденовые месторождения. Разнообразно представлена серия эпитермальных месторождений разных металлов (Au, Ag, Pb, Zn, U, Be, W, Hg). Из них в настоящее время наибольшее значение имеют сравнительно недавно открытые бериллиевые (бертрандитовые) и урановые, а также некоторые давно известные относительно мелкие золоторудные и золото-серебряные месторождения. В регионе имеются также промышленные месторождения флюорита.

Весьма важными являются экзогенные эпигенетические урановые месторождения в палеоценовых и эоценовых континентальных отложениях межгорных впадин Центральных Скалистых гор (Вайоминг) и в мезозойских платформенных отложениях чехла плиты (Нью-Мексико, Колорадо).

В рассматриваемом регионе, как и во всех рудных провинциях мира, оруденение распределено неравномерно, на отдельных площадях изометрических или линейных очертаний. Внутри этих площадей многие магматические тела и подавляющее большинство рудных полей и месторождений контролируются параллельными или пересекающимися системами разломов.

В американской литературе многократно описан Поперечный рудный пояс Колорадо, секущий под острым углом сводово-глыбовые структуры Южных Скалистых гор. Здесь разрабатывается уникальное по запасам гидротермальное штокверковое месторождение молибдена Климекс, жильные и частью метасоматические мезотермальные серебро-свинцово-цинковые месторождения (Ледвилл, Джилмен, Аспен и др.), а также эпитермальные месторождения благородных металлов (золото-серебряные со свинцом и цинком, золото-серебряные с теллуридами и т. д.). Из них важнейшими являются Криппл-Крик и группа Оурей, Теллурид и Силвертон. Некогда разрабатывалось и эпитермальное вольфрамовое (ферберитовое) месторождение Боулдер. Сле-

дует отметить, что многие мезотермальные и эпитермальные серебро-полиметаллические месторождения являются ураноносными и из некоторых добывались урановые руды. В пределах Поперечного рудного пояса известны и жильные флюоритовые месторождения.

Рудный пояс отличается обилием эоценовых и олигоценовых мелких интрузий и дайковых серий, присутствием вулканических полей (Сан-Хуан) и мелких вулканических структур. Рудные месторождения размещаются в кристаллических породах фундамента плиты и в ее чехле, а также среди покровов третичных вулканитов. Многие из них тесно ассоциируются с олигоценовыми штоками и дайками гранитоидного и иногда щелочного состава.

По Твето (Tweto, 1968), минерализация Южных Скалистых гор формировалась в три стадии, из которых главными являются две первые. С первой (эоценовой) стадией связаны мезотермальные серебро-свинцово-цинковые, содержащие уран и золото, месторождения. Ко второй (олигоцен-миоценовой) стадии относятся молибденовое оруденение и эпитермальные месторождения благородных и цветных металлов (с ураном). Для некоторых эпитермальных золото-серебряных месторождений (кальдера Силвертон) достоверно установлен «внутривулканический» возраст оруденения, образующегося между отдельными вспышками вулканической активности.

Третья, новейшая (позднеогеновая) стадия минерализации связана с образованием меридиональных рифтовых впадин (Сан Луис — Верхний Арканзас и южнее Рио-Гранде). Как сами рифтовые впадины, так и меридиональные разломы, расположенные на их продолжении и секущие Поперечный рудный пояс, сопровождаются месторождениями флюорита (Броунс Каньон, Понча Спрингс) и урана с флюоритом (Северный Парк); с ними же связаны горячие источники с высоким содержанием тяжелых металлов.

В структурном контроле всех трех групп месторождений весьма существенное значение имела неоднократная активизация древних субмеридиональных доплатформенных глубинных разломов.

Вторая громадная рудоносная площадь приурочена к Великой впадине (Юта, центральная и восточная части Невады). Она знаменита своими месторождениями цветных и благородных металлов и бериллия. Промышленное значение имеют и эпитермальные молибден-флюорит-урановые месторождения (Мерисвейл).

По Хьювитту (Hewitt, 1968), здесь особенно крупными являются месторождения медно-порфировых руд с высоким содержанием золота (Бингэм, Эли), ассоциирующиеся с третичными штоками гранитоидов, а также тесно связанные с ними медно-свинцово-цинковые (с серебром и золотом) месторождения замещения в палеозойских карбонатных породах и кварцитах платформенного чехла (Тинтик, Парк Сити, Пайоче и др.).

В кайнозойских вулканитах и частью в подстилающем платформенном чехле в виде меридиональных цепочек и изолированных групп размещаются весьма продуктивные эпитермальные жильные (бонанцевые) месторождения серебра и золота (Тонопа, Линн-Крик), а также золото-алунитовые месторождения (Голдфилд). Весьма своеобразна группа относительно небольших эпитермальных золото-реальгар-киноварных месторождений (Меркур и др.).

Бериллиевые руды связаны с эпитермальными жильными кварцево-бертрандитовыми и флюорит-бертрандитовыми месторождениями (Спор Маунтин, Голд Хиллс). Последние, равно как и эпитермальные урановые месторождения (Мерисвейл), являются наиболее молодыми (возраст 10—15 млн. лет) и, возможно, связаны с проявлениями новейшей тектонической активизации.

Здесь также намечаются три возрастные группы месторождений с возрастом 60—70, 25—30 и 10—15 млн. лет. К современным термальным источникам приурочены скопления ртутных и своеобразных марганцево-вольфрамовых руд (Стимбот Спрингс, Голконда).

Эпитермальная минерализация в пределах Великой впадины без существенного изменения состава и типа месторождений распространяется далее на запад штата Невада и в Калифорнию, где она ассоциируется с миоценовыми вулканогенными поясами, перекрывающими невадийские геосинклинально-складчатые структуры центральной части Кордильер.

Третья огромная рудная площадь, известная под названием «медного пояса Аризоны», находится в южном обрамлении плато Колорадо, в области сопряжения юго-западного выступа плиты с геосинклинально-складчатыми структурами Кордильер. Здесь сосредоточено 17 ведущих рудников США, поставляющих, кроме меди, также молибден, свинец, цинк и отчасти золото и серебро.

По Андерсону (Anderson, 1968), ведущими здесь являются месторождения рассеянных (медно-порфировых) медных руд, тесно ассоциированных с мелкими штоками кварцевых монцонитов, преимущественно эоценового возраста (Багдад, Глоб-Майами, Моренси, Эйхо и многие другие). Кроме того, известны крупные медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения замещения в известняках (и в том числе скарновые). Относительно мелки по масштабу, но отличаются богатством руд трубчатые месторождения молибдена и меди.

Эпитермальные месторождения здесь мало характерны, хотя и известны отдельные серебро-полиметаллические и мелкие урановые месторождения.

Структурный контроль в размещении рудных полей «медного пояаса» выяснен недостаточно из-за наложения неоген-четвертичной активизации и связанного с ней широкого распространения межгорных молассовых впадин, перекрывающих структуры фундамента. Предполагается, что роль главного рудоконтролирующего элемента здесь играла зона Техасского субширотного линеамента, протягивающегося из поперечных хребтов Калифорнии к Рио-Гранде.

На севере, в пределах штата Монтана, расположено несколько рудоносных площадей. К мелким горным поднятиям (Малые Скалистые горы, горы Джудит), входящим в систему Северных Скалистых гор, приурочена область распространения золотоносных жил и россыпей, тяготеющих к выходам третичных калиевых щелочных и щелочноземельных мелких интрузий и лакколитов. Еще в 1958 г. Ю. М. Шейнманн указывал на сходство металлогении и магматизма Северных Скалистых гор и Алданского щита.

Рудные площади Западной Монтаны, где основное значение имеют крупные медные (кварцево-энаргитовые) месторождения округа Бьютт, размещаются в мел-палеогеновом батолите Боулдер (возраст 70 млн. лет). Батолит прорывает докембрийские отложения серии Белт, которая многими считается нижней частью разреза чехла Северо-Американской плиты. Вполне вероятно, что и этот район следует рассматривать как активизированную часть последней.

Наконец, типичными представителями рудоносных площадей, связанных с тектоно-магматической активизацией в регионе, являются асимметричные межгорные впадины штата Вайоминг. Они заполнены палеогеновыми континентальными молассовыми толщами, среди которых преобладают аркозовые и туфогенные песчаники. Впадины имеют признаки нефтегазоносности и содержат большое количество крупных экзогенных эпигенетических месторождений урана, в которых заключено более 40% общих запасов этого металла в США.

По напряженности процессов тектоно-магматической активизации охватившей площадь почти в 2 000 000 *кв. км*, а также по исключительному богатству и разнообразию рудной минерализации юго-западный выступ Северо-Американской плиты не имеет себе равных среди других активизированных областей, приведенных в табл. 1.

Некоторые из областей активизации, относящихся к типам II, III-А и III-Б (см. табл. 1), характеризуются слабым проявлением магматизма, чаще всего щелочно-основного, щелочного и реже нормального рядов. В осадочных чехлах, обычно с четким контролем разрывными дислокациями, почти повсеместно распространяется одна и та же ассоциация низкотемпературных метасоматических (пластообразных или неправильной формы) и трещинно-жильных месторождений с довольно постоянным набором полезных компонентов: ртуть, мышьяк, свинец, цинк, иногда сурьма; из нерудных ископаемых особенно типичны флюорит и барит. Относительная роль этих компонентов меняется. Например, на Южно-Китайской платформе важнейшими являются ртуть и отчасти сурьма, в Донбассе — ртуть и флюорит.

К юго-восточной части Северо-Американской плиты (или плиты Мидконтинента) приурочен важнейший флюоритоносный район, с которым связывается 80% флюорита, добываемого в США. Здесь активизация платформы выражена широтной системой сбросов (Раф Крик и др.), протягивающихся почти на 1000 *км* от предгорий Аппалачей до Озаркского купола. В месте их пересечения с северо-восточной сбросовой системой Нью-Мадрид среднепалеозойские платформенные (преимущественно карбонатные) отложения прорваны мелкими телами пермских нефелиновых сиенитов и меловых щелочных эксплозивных брекчий. Здесь и расположена система кварц-барит-флюоритовых жил и пластообразных месторождений крупного рудного района Кентукки — Иллинойс. В флюоритовых телах присутствуют сфалерит и галенит, изредка дающие промышленные скопления. Возраст оруденения на основании геологических критериев и радиологического возраста считается пермским или допозднемеловым (Grogan, Bradbury, 1968).

В близкой структурной обстановке находятся еще два важных флюоритоносных района (Центральный Теннесси и Центральный Кентукки).

Активизация южной части плиты Мидконтинента в пространстве и времени тесно связана с мезозойской активизацией, отмеченной Кингом (1969) для палеозойских и более древних структур Аппалачей, где в ряде мест (Новая Англия, Западный Квебек) обнаружены мезозойские щелочные породы и грабены, заполненные триасовыми отложениями.

В табл. 1 показаны лишь немногие примеры активизированных областей и зон древних платформ, которые, безусловно, не исчерпывают всех существующих типов. Однако из этих примеров можно составить представление о разнообразии характерных для них проявлений магматизма и минерализации. Вместе с тем следует отметить, что, несмотря на это, они обладают и рядом общих признаков.

Как видно из табл. 1, активизированные области отличаются крупными размерами, достигая 1000—2000 *км* в длину при ширине в сотни километров. Наиболее грандиозны по размерам активизированные зоны Африки (Нигерийско-Сахарская, Восточно-Африканская), протяженность которых достигает соответственно 3000 и 6000 *км*.

Все активизированные области или зоны (см. табл. 1) не связаны пространственно с близкими по возрасту геосинклинально-складчатыми областями. С особенной очевидностью это устанавливается для активизированных областей Африканской платформы. Активизированный в юре — раннем мелу Алданский щит удален от верхояно-колым-

ских мезозоид на 400—500 *км*, на такое же расстояние он удален и от Центрально-Азиатского подвижного пояса*.

Более сложно положение активизированной области юго-западного выступа Северо-Американской плиты. Западная окраина его непосредственно граничит с палеозойскими и невадийскими геосинклинально-складчатыми структурами Кордильер (Западная Невада, Юго-Западная Аризона). Восточная краевая часть активизированной плиты (Южные Скалистые горы) находится на расстоянии около 1000 *км* от невадийских складчатых структур. Невадийская складчатость с внедрением громадных гранитоидных батолитов завершилась в юре, а активизация выступа Северо-Американской плиты началась в конце позднего мела. Вследствие этого нет возможности связать эту активизацию с развитием Невадийской геосинклинали.

Рассмотренные выше три стадии активизации наложены не только на выступ плиты, но и на невадиды (Западная Невада, Восточная Калифорния). Здесь проявляется тот же самый наложенный палеогеновый и неогеновый магматизм (интрузии, наземные излияния) и такие же типы месторождений. К ним относятся, например, палеогеновые медно-порфировые (Бисби, Аризона) и неогеновые эпитермальные месторождения благородных металлов (Комсток, Невада; Йеллоу-Пайн, Монтана и др.).

Ширина геосинклинально-складчатых структур невадид едва достигает 300 *км*, а ширина сопредельного активизированного выступа Северо-Американской плиты составляет почти 1000 *км*. Едва ли возможно рассматривать проявившуюся здесь активизацию как результат воздействия Невадийской геосинклинали на заключительной стадии ее развития.

Из приведенных в табл. 1 примеров следует, что фанерозойские активизированные области на древних платформах не имеют пространственных и генетических связей с развитием близких по возрасту геосинклинально-складчатых областей. Активизация, по-видимому, представляет собой независимый глубинный тектонический процесс, относящийся к особому типу развития континентальных структур Земли.

По данным, полученным в Восточной Африке, на Алданском щите и в некоторых районах США (Монтана), сложилось мнение, что ведущим типом магматизма на активизированных древних платформах являются проявления разнообразных щелочных и субщелочных интрузивно-вулканогенных комплексов. В действительности фанерозойский магматизм активизированных областей более многообразен не только по составу магм, но и по форме их проявления. Имеются примеры активизированных областей с весьма пестрым по составу магматизмом, с различными производными кислых, средних, основных и щелочных магм (юго-западный выступ Северо-Американской плиты). Столь же типичны и активизированные области с решительным преобладанием кислых магм в виде крупных трещинных гранитоидных интрузий (Сино-Корейский щит, область Становика — Джугджура, Дагомейско-Нигерийский щит).

Весьма изменчива относительная роль интрузий и наземного вулканизма. Интенсивность магматизма в пределах активизированных частей древних платформ также очень различна. В большинстве случаев она велика, однако известны примеры и очень слабого проявления магматизма (юго-восточная часть Северо-Американской плиты, складчато-глыбовые области Таймыра и Донбасса).

Металлогенические типы активизированных областей весьма разнообразны, что в большей части определяется характером магматиз-

---

* Как известно, существование мезозойских геосинклинально-складчатых структур в пределах восточной части Центрально-Азиатского пояса является предметом дискуссий и многими совсем отрицается (Тектоника Евразии, 1966).

ма. Наиболее проста металлогения областей со слабым проявлением магматизма на плитах древних платформ (типы II и III, см. табл. 1). Здесь в разных количественных соотношениях распространены близкие по возрасту низкотемпературные жильные и метасоматические месторождения Pb, Zn, Hg, As, флюорита и барита.

В областях с преобладающей ролью гранитоидного магматизма ведущее значение приобретают высоко- и среднетемпературные месторождения W, Sn, Be, Nb (грейзеновые, кварцево-жильные и др.). Они обычно сочетаются с более поздними гидротермальными месторождениями Hg, Sb, Pb, Zn и флюорита, парагенетически связанными с малыми интрузиями и дайками различного состава или не имеющими ясных связей с магматизмом (Сино-Корейский щит, некоторые районы Нигерийско-Сахарской зоны активизации).

Области преимущественного распространения щелочных (в том числе калиевых щелочных) интрузивно-вулканогенных комплексов отличаются большей частью ведущим значением гидротермальных жильных и метасоматических месторождений золота при слабом проявлении молибдена, цветных металлов и флюорита (Алданский щит, штат Монтана в США).

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Обратимся к рассмотрению явлений тектоно-магматической активизации в пределах второй группы планетарных структур континентов — подвижных поясов, разделяющих древние платформы. Наблюдаемые ограничения подвижные пояса получили в среднем—позднем рифее, одновременно с заложением и развитием байкальских геосинклиналей, занимавших их пространство (Муратов, 1969; Хаин, 1970). В рифее и фанерозое подвижные пояса прошли многоэтапную полициклическую историю, в ходе которой на рифейском складчатом фундаменте развивались и отмирали разновозрастные геосинклинальные области.

По общепринятым взглядам, развитие геосинклинальных областей протекало в три стадии, последняя из которых («заключительная», «молассовая», «позднеорогенная», «поздний этап» и т. д.) характеризуется орогенезом, движениями по разломам, образованием межгорных молассовых впадин, наземным вулканизмом, малыми интрузиями и рудной минерализацией сложного состава.

Геосинклинальные прогибы и их системы считались и считаются центрами или осями высокой активности тектоносферы, которые способны распространять свое влияние на консолидированное тектонически пассивное обрамление — более древние складчатые сооружения или платформы.

Впоследствии было замечено, что геологические процессы, характерные для заключительной стадии развития геосинклинальных областей, часто проявлены очень слабо. Вместе с тем они активно развиваются в их консолидированных рамах, а также распространяются за сотни и даже тысячи километров от их границ, накладываясь на разнообразные структуры и в том числе на платформенные чехлы. Отсюда сложилось широко утвердившееся представление о существовании в подвижных поясах трех типов наложенных тектоно-магматических и рудообразующих процессов с конвергентной формой проявления:

1) процессы, характеризующие поздние или заключительные этапы развития разновозрастных геосинклиналей, протекающие непосредственно в их пределах (Билибин, 1949, 1955; Общие принципы регионального металлогенического анализа..., 1957; Горжевский, Козерен-

ко, 1965а, б; Козеренко, 1968; Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967; Смирнов, 1962; Щеглов, 1968, и др.);

2) процессы сопряженной или отраженной активизации, возникающей под воздействием смежных геосинклиналей в заключительную стадию развития в их консолидированных рамах (Горжевский, Козеренко, 1965а; Ициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967; Козеренко, 1958; Радкевич, 1964; Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967; Смирнов, 1962; Щеглов, 1968, и др.);

3) процессы автономной или независимой активизации, не связанной генетически с развитием одновозрастных геосинклиналей (Ициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967; Козеренко, 1968; Масайтис, Старицкий, 1963; Щеглов, 1966, 1968, 1970) *.

По этому вопросу автором статьи высказывались другие суждения, основанные на анализе структур, осадочных и магматических формаций и рудной минерализации. Суть их заключается в том, что перечисленные три типа процессов по своему существу одинаковы и вызываются одними и теми же глубинными причинами (Карпова, 1968, 1970).

Вероятно, единственный путь к разрешению существующих противоречий во взглядах на типы активизации и их соотношение с развитием геосинклиналей — это переход от изучения отдельных геосинклинальных областей к выяснению хода развития планетарных подвижных поясов в целом, на всем протяжении их длительной и сложной истории, включая и стадию их перехода в молодые платформы.

Изучение тектоники западной половины Средиземноморского подвижного пояса, разделяющего Восточно-Европейскую и Африканскую древние платформы, дало принципиально новые данные об общих закономерностях его развития (Муратов, 1969; Хаин, 1970а).

На рис. 3. изображена западная часть Средиземноморского подвижного пояса, где показаны разновозрастные геосинклинально-складчатые системы со снятыми чехлами эпибайкальских и эпипалеозойских платформ **. Наибольшую площадь занимают широкие зоны байкальской консолидации с ядрами более древних структур. Эта площадь значительно превышает территорию более молодых палеозойских и альпийских геосинклинальных систем.

На схему М. В. Муратова автором статьи нанесены контуры так называемых срединных массивов Западной Европы и Малой Азии. Эти «срединные массивы» в большинстве случаев представляют собой гетерогенно построенные сооружения, обнажающиеся из-под чехлов молодых платформ. Они включают в себя как фрагменты крупных линейных зон допалеозойской консолидации, так и «спаянные» с ними в среднем палеозое части герцинских геосинклинально-складчатых зон.

Начиная с позднего палеозоя, характер дальнейшего тектонического развития герцинских и древних складчатых структур становится одинаковым (глыбовые движения, образование молассовых впадин, наземных вулканитов, внедрение гранитоидов, образование гидротермальных месторождений W, Sn, Au, Sb, Ag, Pb, Zn, U и др.). Характерными примерами таких «срединных массивов» являются Центрально-Французский, Арморикансий и Чешский. Можно с уверенностью говорить, что нет признаков, которые позволили бы разделить единые позднепалеозойско-раннемезозойские геологические явления и рудообразование, характерные для «срединных массивов», на связанные: а) с заключитель-

---

* Ссылка дается лишь на те работы, в которых в основном рассмотрены металлогенические аспекты проблемы тектоно-магматической активизации.

** Рис. 3 взят из статьи М. В. Муратова (1969) и приводится с некоторыми упрощениями и изменениями.

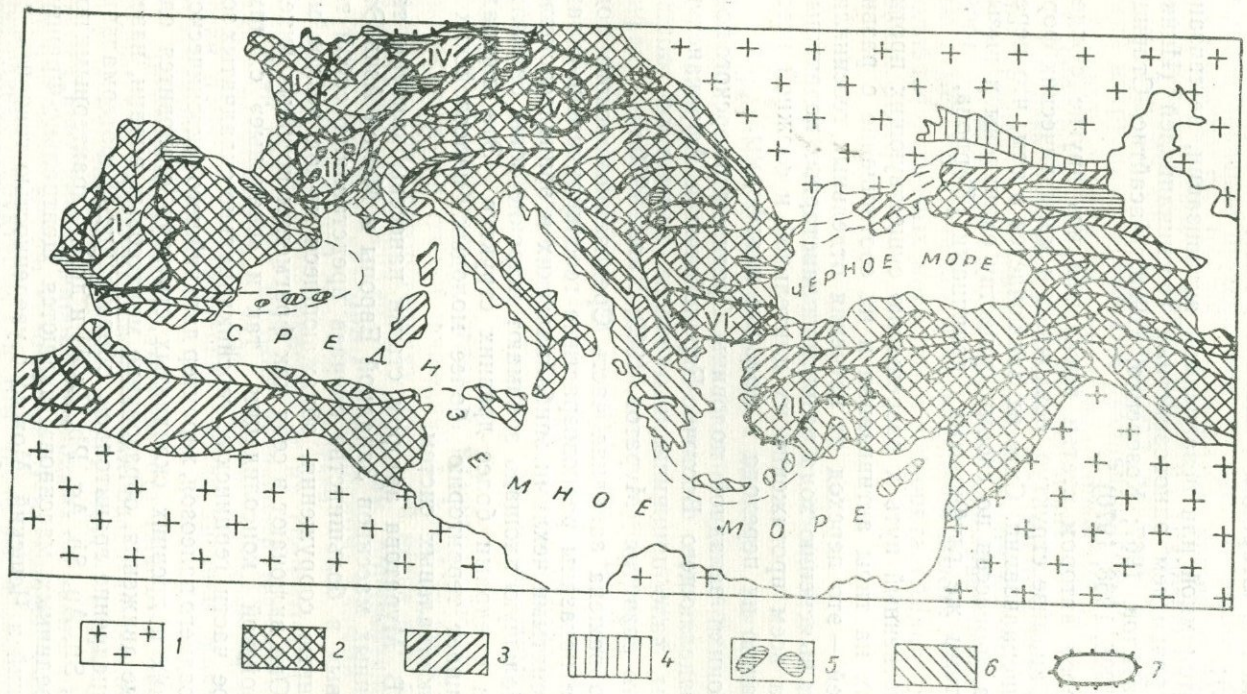


Рис. 3. Геосинклинально-складчатые системы западной части Средиземноморского подвижного пояса со снятыми чехлами эпибайкальских и эпипалеозойских платформ (по М. В. Муратову, 1969, с упрощениями и изменениями Е. Д. Карповой).

1 — Восточно-Европейская и Африканская древние платформы; *2* — байкальское складчатое основание Средиземноморского пояса с участками более древней консолидации; *3* — герцинские геосинклинально-складчатые структуры; *4* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *5* — позднепалеозойские наложенные впадины (угленосные и молассовые); *6* — альпийские геосинклинально-складчатые структуры; *7* — контуры выходов добайкальских, байкальских и герцинских структур (во внеальпийской Европе из-под чехлов эпипалеозойских платформ).

I — Испанская Мезета; *II* — Арморикапский массив; *III* — Центрально-Французский массив; *IV* — Арденны; *V* — Чешский массив и Судеты; *VI* — Родопский массив; *VII* — Мендерескнй массив.

ной стадией развития герцинид, б) с «отраженной» активизацией и в) с «автономной» активизацией.

Соотношения между тектоно-магматической активизацией и развитием геосинклинально-складчатых областей вскрываются при рассмотрении общей направленности развития планетарных подвижных поясов.

Выяснено, что регенерация геосинклинального режима непосредственно на месте геосинклинально-складчатых систем, только что закончивших свое развитие, представляет собой редкое явление. В частности, в пределах Средиземноморского подвижного пояса альпийская геосинклинальная регенерация на герцинском складчатом фундаменте установлена лишь в пределах Альп, Пиренеев, некоторых частей Карпат и Понтийской зоны Анатолии. Гораздо чаще альпийские геосинклинальные троги и их системы закладывались на байкальском складчатом основании.

Обобщая опыт советских и зарубежных ученых, М. В. Муратов (1969) и В. Е. Хаин (1970а) показали, что в Средиземноморском подвижном поясе в различные тектонические эпохи («циклы») существовали латеральные ряды геологических образований, отвечающих разным типам тектонических режимов. Синхронно с эволюцией герцинских и альпийских геосинклинальных прогибов на сопредельных ранее консолидированных площадях подвижного пояса происходило формирование осадочных чехлов «квазиплатформенного» типа. Например, в герцинскую эпоху такие чехлы с преобладанием карбонатных толщ отлагались в Араксинской зоне Малого Кавказа, Тавре, Эльбурсе и других районах Юго-Восточной Европы и Ближнего Востока. В альпийскую эпоху мезозойские квазиплатформенные чехлы формировались на территории румынских Карпат и Баната и в Чешском массиве (Лабская впадина).

По мнению автора, латеральные ряды принципиально различных геологических образований, связанных с разными тектоническими режимами,— характернейшая особенность подвижных поясов. Однако они более сложны, чем рассмотренная выше пара «активная геосинклиналь — стабильная квазиплатформа». На протяжении длительной истории развития (рифей — фанерозой) весь подвижный пояс в целом остается в той или иной степени динамичным, а в его пределах сосуществуют трехчленные латеральные ряды: геосинклинальные системы — области тектоно-магматической активизации (складчато-глыбовые и глыбовые области) — квазиплатформенные области. Последние представляют собой впадины крупных размеров с осадочным чехлом, напоминающим платформенный.

На поздних стадиях развития подвижных поясов, одновременно с формированием самых молодых геосинклиналей, возникает четвертый член латерального ряда — чехлы молодых платформ, занимающих весьма обширные площади. Типичный пример — эпипалеозойская платформа Западной Европы, чехол которой развивается синхронно с альпийскими геосинклиналями. В этом случае чехлы молодых платформ сосуществуют с альпийскими квазиплатформенными впадинами и геосинклинальными прогибами. В неоген-четвертичное время эти чехлы частично вовлекаются в сводово-глыбовые и складчато-глыбовые движения с проявлениями основного и щелочно-основного магматизма и рудообразованием (экзогенного и неясного по генезису типов). Примерами активизированных чехлов эпипалеозойских платформ служат Юрские горы, Прованс, обрамление Центрально-Французского массива, Атлас и Таджикская депрессия.

Направленную смену тектонических режимов и их сложные латеральные ряды иллюстрирует схема, составленная автором для западного сектора Центрально-Азиатского подвижного пояса, расположенного на территории Восточного Казахстана, Тянь-Шаня и их обрам-

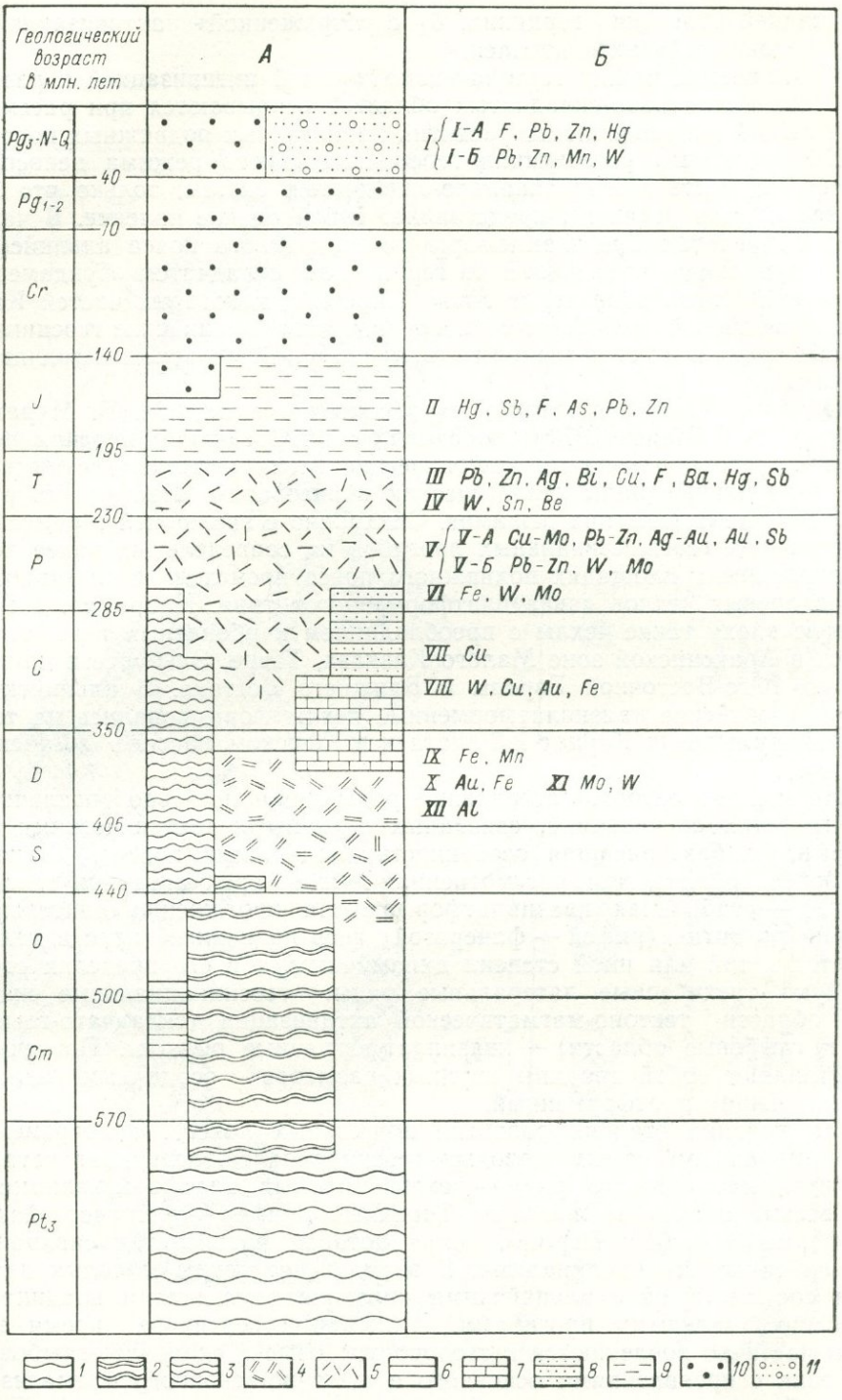


Рис. 4. Схема эволюции тектонических режимов на территории Казахстана и восточной части Средней Азии.

А. Тектонические режимы:

1—3 — геосинклинальный (собственно геосинклинальный и инверсионный) режим: *1* — байкальские геосинклинали (Pt_3); *2* — каледонские геосинклинали (Pt_3^3—O, местами включая S); *3* — герцинские геосинклинали (O—C_1, в Южном Тянь-Шане включая Pz_3); *4—5* — активизационный с интенсивными глыбовыми и сводово-глыбовыми движениями и магматизмом: *4* — среднепалеозойский (D, частью S); *5* — позднепалеозойский — раннемезозойский (C_3—T); *6—9* — квазиплатформенный с образованием наложенных впадин,

ления, скрытого чехлом меловых и более молодых отложений Туранской плиты (рис. 4). Площадь сектора около 2 000 000 *кв. км.**

Смена режимов изображена в масштабе геохронологической шкалы в вертикальной колонке. Ширина колонки условно отвечает соотношению площадей распространения геологических образований, связанных с тем или иным типом тектонического режима. Режим, характерный для всей территории, показан в полную ширину колонки.

Фундамент региона сложен рифейскими складчатыми структурами с зонами более ранней консолидации. На этом фундаменте, примерно на половине территории, развивались каледонские геосинклинальные складчатые структуры (поздний рифей — ордовик, местами включая ранний силур).

Существование латеральных рядов тектонических режимов намечается уже в докембрии и раннем палеозое. Например, одновременно с геосинклинальным прогибанием Северного Тянь-Шаня в кембрии и начале ордовика в Каратау-Таласской зоне происходило образование квазиплатформенных впадин с накоплением относительно маломощных карбонатных отложений.

Наиболее ярко латеральные ряды выражены в среднем и позднем палеозое. В течение этого времени примерно на 20% площади региона происходило развитие герцинских геосинклинальных систем (Южный Тянь-Шань и Джунгаро-Балхашская система) с погружением, инверсией и геосинклинальным магматизмом в отдельных зонах. В главной части региона, представленной в это время консолидированными байкальскими и каледонскими геосинклинально-складчатыми структурами, синхронно проявлялись глыбовые и сводово-глыбовые движения и магматизм. Последние везде однотипны, но в зависимости от их положения по отношению к герцинским геосинклиналям могут рассматриваться как «отраженная» и «автономная» активизация.

В девоне в консолидированном обрамлении прогибавшейся Джунгаро-Балхашской геосинклинали в связи с глыбовыми движениями формировался Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс, а по его внешней периферии — молассовые впадины, локальные вулканотектонические структуры и внегеосинклинальные гранитоиды, удаленные от герцинской геосинклинали на расстояние 400—500 *км*.

Для позднего девона — раннего карбона типичен другой латеральный ряд: дальнейшее прогибание герцинских геосинклиналей и синхронное образование весьма крупных квазиплатформенных впадин, наложенных на древнее складчатое основание и разделенных сводовыми поднятиями (Чу-Сарысуйская, Тенизская, Сыр-Дарьинская впадины); выполняющие их формации напоминают платформенные.

---

* Схема составлена с учетом материала о глубинном строении геологических структур Казахстана и Средней Азии, перекрытых чехлами среднепалеозойских наложенных впадин и эпипалеозойского платформенного чехла (Карпова, 1970).

почти без магматизма; *6* — раннепалеозойский ($Cm—O_3$); *7* — среднепалеозойский ($D_3—C_1$); *8* — позднепалеозойский ($C_2—P_1$); *9*—мезозойский ($T_3—J$); *10*—платформенный ($Cr—Pg_2$, на юге $J_3—Pg_2$); *11* — активизационный с очень интенсивными сводово-глыбовыми движениями почти без магматизма ($Pg_3^3—Q$)

Б. **Возрастные группы месторождений,** связанных с активизационным и квазиплатформенным тектоническими режимами (жирным шрифтом показаны ведущие полезные ископаемые).

Типы месторождений: *I* и *II* — низкотемпературные гидротермальные, частью неясного генезиса; *III* — средне- и низкотемпературные гидротермальные; *IV* — высокотемпературные гидротермальные; *V-А* — средне-низкотемпературные гидротермальные, частью приповерхностные; *V-Б* — скарновые и гидротермальные среднетемпературные; *VI* — скарновые; *VII* — стратиформные спорного генезиса и возраста; *VIII* — скарновые, частью гидротермальные среднетемпературные; *IX* — осадочные; *X* — гидротермальные среднетемпературные; *XI* — гидротермальные высокотемпературные; *XII* — высокоглиноземистые вторичные кварциты.

В среднем и позднем карбоне и ранней перми существовали еще более сложные латеральные ряды тектонических режимов и связанных с ними геологических процессов: 1) образование позднегеосинклинальных (флишоидных) прогибов в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня, 2) глыбовые движения с формированием интрузивно-вулканогенных поясов и внедрением внегеосинклинальных гранитоидных интрузий (Илийско-Балхашский и Кызылкумско-Кураминский пояса), 3) развитие крупных впадин, выполнявшихся континентальными пестроцветными формациями (Тенизская, Чу-Сарысуйская впадины), и 4) складчато-глыбовые движения и магматизм в пределах девонско-раннекаменноугольных наложенных впадин (Срединный Тянь-Шань).

С середины перми и до мела почти на всей площади региона господствовал режим тектонической активизации, сопровождавшийся обновлением глубинных разломов, развитием наземного вулканизма, внедрением относительно мелких интрузий лейкократовых гранитов и сиенитов, а также щелочных гранитов и сиенитов и дайковых серий. Последние вспышки магматизма относятся к триасу и распространены локально — это липарит-базальтовые вулканические ассоциации (Северо-Западный Казахстан, Восточное Прибалхашье). В позднем триасе — юре процессы активизации на всей территории региона выразились слабыми глыбовыми движениями, чередующимися с образованием угленосных впадин. К этому же времени, вероятно, относятся мелкие проявления щелочно-основного и основного магматизма в виде даек (Северный Тянь-Шань, Южно-Гиссарская зона).

Рудные процессы, с которыми связано образование главной массы месторождений цветных, благородных и редких металлов Казахстана и Средней Азии, наиболее интенсивно и многообразно проявились в позднем палеозое — раннем триасе (см. рис. 4). В этот период процессы активизации накладывались на все типы более древних структур. В конце триаса — юре рудообразование затухает, хотя не исключено, что отдельные месторождения ртути, сурьмы и флюорита относятся к этому времени (Карпова, 1970) *.

В верхней части схемы (см. рис. 4) можно видеть, что в течение мела и палеогена в регионе господствовал режим молодой платформы. В пределах Тянь-Шаня последняя была относительно более подвижной.

С конца олигоцена в регионе появляется последний латеральный ряд, отражающий сосуществование режима новейшей активизации, охватившей Тянь-Шань, с платформенным режимом на большей части территории. Сводово-глыбовые и складчато-глыбовые процессы частично наложились и на чехол молодой платформы, что особенно ясно выражено на юге Таджикистана (юго-западные отроги Гиссарского хребта и Таджикская депрессия). С новейшей активизацией связаны и рудные процессы неясного генезиса, в отдельных случаях скорее всего эндогенные.

В литературе по тектонике и металлогении Казахстана и Средней Азии такие латеральные ряды обычно не рассматриваются. Распространенные здесь позднепалеозойские интрузивно-вулканогенные пояса рассматриваются как проявления «отраженной активизации» под воздействием герцинид. Девонский вулканизм и интрузии в Северном Тянь-Шане и Казахстане чаще всего называют проявлениями позднеорогенной стадии развития каледонид, а присутствующие тут же пермские вулканиты и интрузии относят к процессам «постконсолидационной активизации». Рэт-юрские впадины, несмотря на их очевид-

---

* На рис. 4 обозначены металлы, связанные только с процессами тектоно-магматической активизации.

ную переработку предмеловыми глыбовыми движениями, многие принимают за основание молодого платформенного чехла.

Взгляды на природу геологических процессов, наложенных на разновозрастные геосинклинально-складчатые структуры Казахстана и Средней Азии, весьма противоречивы. Как правило, они являются выражением существующих представлений о трех стадиях развития геосинклинально-складчатых областей и их монополии на все виды тектонической активности (орогенез, складчатость, магматизм и эндогенное рудообразование).

Из сказнного выше нами сделан вывод, что в рамках планетарных подвижных поясов геосинклинальные области того или иного возраста занимают относительно локальные площади, которые не являются единственными очагами глубинной активности тектоносферы. В иной форме выражения достаточно высокая подвижность с энергичными глыбовыми, сводово-глыбовыми, отчасти складчатыми деформациями и местами с интенсивным магматизмом и минерализацией проявляется в других частях подвижных поясов, как близких, так и удаленных на сотни километров от одновременно развивающихся геосинклинальных прогибов. Эта форма глубинной тектонической подвижности, преобразующая складчатое основание, частично накладывается на молодые платформенные чехлы и охватывает площади, во много раз превосходящие по своим размерам геосинклинальные области. Характер проявления такой тектонической подвижности вполне сходен с тектоно-магматической активизацией древних платформ.

В то же самое время нет определенных критериев, по которым можно было бы выделять самостоятельную (или автономную) и отраженную (или сопряженную) тектоно-магматическую активизацию в подвижных поясах. Еще менее ясно как отличить активизацию от «заключительной стадии развития геосинклинально-складчатых областей». Эти вопросы решаются каждым исследователем субъективно и в большинстве случаев по-разному для того или иного конкретного региона.

Нам представляется, что доводы, приводимые в пользу существования этих различий, неубедительны, а заключительную стадию развития геосинклиналей не следует отделять принципиальной гранью от процессов тектоно-магматической активизации (Карпова, 1968, 1970*).

Еще в период становления региональной металлогении как науки, когда Ю. А. Билибин считал, что только геосинклинали являются основными «генераторами» подавляющей массы эндогенных рудных месторождений, им был выделен особый «западноевропейский» тип минерализации (Билибин, 1949, стр. 37). Под ним понимался комплекс эндогенных серебро-свинцово-цинковых, серебро-кобальт-никелевых, сурьмяных, сидеритовых, гематитовых и флюоритовых месторождений. Отмечалось, что эта минерализация «очень выдержана во времени и продолжается... и после перехода орогена в платформенное состояние» и «...нередко проникает в горизонтально лежащие породы верхнего структурного яруса, перекрывающие более раннюю складчатую структуру».

Опираясь на металлогенические особенности структур Западной Европы, Ю. А. Билибин (1955, стр. 61) выделил из последних этапов развития геосинклиналей конечные, проявляющиеся в условиях тектонического режима «шельфа». Рисуя тектоническую обстановку, маг-

---

* В упомянутых работах нами предлагалось области проявления тектоно-магматической активизации называть сводово-глыбовыми. Но поскольку характер деформаций не исчерпывается образованием сводов и глыб, а включает приразломную складчатость и проявления многообразного магматизма, можно пользоваться термином «тектоно-магматическая активизация», хотя его нельзя считать удачным и в полной мере отражающим сущность геологических явлений.

Области с проявлением тектоно-магматической активизации

Области проявления тектоно-магматической активизации		Размеры, км	Геологические структуры, подвергающиеся тектоно-магматической активизации	Стадии процессов активизации и время их проявления
Западная часть внеальпийской зоны Средиземноморского пояса	Чешский массив: фрагмент Молданубской зоны и сопредельной части Саксо-Тюрингинской зоны (Рудные горы)	350×250	Байкальские и более древние геосинклинальные складчатые и метаморфические комплексы, частью герцинские складчатые комплексы (Рудные горы)	1. C_3—P_2 2. J_3—Cr_2 (?)
			Чехол Лабской эпипалеозойской квазиплатформенной впадины на Чешском массиве	3. N—Q
	Центрально-Французский массив; фрагмент Молданубской зоны и ее южного складчатого обрамления (Черные горы), прилежащие части эпипалеозойской платформы	600×300	Байкальские и более древние геосинклинальные складчатые и метаморфические комплексы, частью герцинские складчатые комплексы (Черные горы)	1. C_3 2. P—T_1 3. Mz_3—Pg? 4. Pg_3—Q
			Чехол эпипалеозойской платформы, обрамляющий массив и сохранившийся в грабенообразных опусканиях	N—Q
Западная часть Тихоокеанского пояса	Северо-восточная окраина Азии в пределах Охотско-Чукотского интрузивно-вулканогенного пояса и сопредельной с запада части Верхоянско-Колымских и Чукотских мезозоид	3000×700	Мезозойские, геосинклинально - складчатые комплексы, Охотский, Омолонский, Восточно-Чукотский докембрийские массивы	1. J_3—Cr_1 2. Cr_2—Pg 3. N—Q
				Cr

Таблица 3

в пределах подвижных поясов и молодых платформ

Типы наложенных структур, связанные с проявлениями активизации	Магматизм: тип	Магматизм: интенсивность	Оруденение	Литературные источники
Грабены, впадины с красноцветными и угленосными молассами (C_3—P_2)	*Трещинные многофазные интрузии гранитоидов* (C_3, P_1) Интрузивно-вулканогенные комплексы (P) Дайковые серии (P—T)?	*Значительная*	*Эндогенное* 1. **Sn, W,** Bi; (C_3—P_1) 2. **Pb, Ag, Zn,** U, Sb, (P) 3. **Ag, F, Pb, Zn,** As, Co, Ni, Cu, Mn (J_3—Cr_1)	J. J. Bernard, H. J. Rösler, L. Bauman, 1968 H. J. Rösler L. Baumann, W. Jung, 1968
Межгорные впадины с вулканогенно-молассовыми *отложениями* (N—Q_1)	Щелочные базальтоиды, базальты (N_2)	Относительно слабая	Неясного генезиса F, Ba, Pb, Zn (N?)	
Грабены с угленосными (C_3), вулканогенно-молассовыми и молассовыми отложениями (P)	Трещинные многофазные интрузии гранитоидов (C_3, C_3—P, P—T) Локальные интрузивно-вулканогенные центры с излияниями кислого состава (P) Дайковые комплексы (P—T?)	Значительная	Экзогенное U, Cu, Pb (C_3 и P) Эндогенное 1. **Sn, W,** Li, Be, U; (P) 2. **Sb,** Au, As, (P—T?) 3. **U, F,** Pb, Zn, Ba; (T) 4. **Pb, Zn,** Sb, **F,** Mn; (*Mz_3—Pg*) Неясного генезиса (F, Pb, Zn, Ba; (Mz?)	P. Laffitte, 1966
Молодые рифтовые впадины во Французском массиве и чехле эпипалеозойской платформы (N—Q)	Базальты (N_2)	Относительно слабая	Экзогенное (?) **Pb, Zn, Sb, F,** Ba, U, (N?)	
Окраинно-материковый Охотско-Чукотский интрузивно-вулканогенный пояс и *его западные* ответвления (J_3—Cr) Угленосные впадины (N)	Интрузивно-вулканогенные ассоциации пород гранитоидного состава с постепенным увеличением кислотности. Крупные интрузии гранитоидов	Очень интенсивная	Эндогенное 1. Au, Mo, Fe (Cr_1) 2. Sn, W, Pb, Zn, **Au—Ag, Hg,** (Cr_2)	М. И. Иициксон, *Л. И. Красный*, В. Т. Матвеенко, 1965; М. И. Иициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов, 1967
Системы грабенов *с осадочно-вулканогенным* заполнением (Cr)	Вулканиты *среднего и кислого* состава. Приразломные гипабиссальные интрузии дифференцированных гранитоидов, дайки	Средняя	Эндогенное **Sn,** Pb, Zn, Ag	

Области проявления тектоно-магматической активизации		Размеры, км	Геологические структуры, подвергающиеся тектоно-магматической активизации	Стадии процессов активизации и время их проявления
Западная часть Тихоокеанского пояса	Юго-Восточный Китай: Катазия и зона ее сопряжения с Южно-Китайской платформой	2000×800	Каледонские геосинклинально - складчатые комплексы Катазии, выступы докембрийского фундамента Южно-Китайской платформы, эпикаледонский платформенный чехол (Д—Т)	T_3—Cr (стадии не расчленены)
Центрально-Азиатский пояс	Фрагменты западной части Отдельные регионы Казахстанско-Среднеазиатской части пояса и покрывающего чехла эпипалеозойской платформы	Ряд областей размерами (800—1500)×(200—400)	Добайкальские, байкальские и каледонские геосинклинально - складчатые структуры (Северный Тянь-Шань, западная часть Срединного Тянь-Шаня, некоторые районы Центрального и Южного Казахстана	1. D_3—C_1 2. C_2—T 3. J 4. Pg—Q
		Ряд областей размерами (500—800)×(200—300)		1. D_1—D_2 2. D_3—C_1 3. Pz_3 4. T_3—J 5. Pg_3—Q

Типы наложенных структур, связанные с проявлениями активизации	Магматизм: тип	Магматизм: интенсивность	Оруденение	Литературные источники
Окраинно-материковый Фудзянско-Чжедзянский интрузивно-вулканогенный пояс (J_3—Cr)	Интрузивно-вулканогенные ассоциации пород гранитоидного состава. Крупные интрузии гранитоидов, в том числе ультракислых	Очень интенсивная	Эндогенное 1. W, Sn, Mo, Bi, (Cr_1). 2. Pb—Zn, F (Cr_2—Pg_1)?	В. И. Казанский, 1961, 1968; В. Н. Коссренко, 1968; Чень Го-да, 1965
Отдельные вулканогенные и молассовые впадины	Группы дифференцированных мелких гранитоидных интрузий за пределами интрузивно-вулканогенного пояса	Интенсивная	Эндогенное: Sb, Pb, Zn, Sn, W, Au Cu, F (Cr_2—Pg)?	
Крупные наложенные «квазиплатформенные» впадины (D_3—C_1). Кызылкумско-Кураминский и Илийско-Балхашский интрузивно-вулканогенные пояса (C_2—T_1). Приразломные угленосные впадины (I). Межгорные впадины (в Тянь-Шане) (Pg_3—Q)	Чередование гранитоидных интрузий с наземными вулканитами кислого, среднего и иногда субщелочного состава. Малые интрузии, дайковые серии (C_2—T_1)	Очень интенсивная	Неясного генезиса, стратиформное Pb, Zn, Cu (Pz_{2-3}?) Эндогенное: 1. W, Mo, Au. Fe, Cu (C_3). 2. Mo—Cu, Pb—Zn, Au—Ag, W, Mo (P). 3. Pb, Zn, Ag, Bi, As, Au, Sb, F, W алунит (P_2—T)	Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко, 1970; Е. Д. Карпова, 1968, 1970; А. И. Семенов, К. И. Дворцова, 1968
Отдельные вулканические поля (D_1—D_2). Локальные наложенные впадины (D_3—C_1). Мелкие вулканотектонические структуры (Pz_3). Приразломные угленосные впадины (J). Межгорные впадины (в Северном Тянь-Шане) (Pg_3—Q)	Основные, средние, кислые, щелочные наземные вулканиты, гранитоиды дифференцированного состава. Интрузии дифференцированных гранитоидов, сиениты, щелочные сиениты, дайковые серии. Малые тела щелочных базальтоидов	Интенсивная	Стратиформное Cu, Pb, Zn, Hg, (Pz_{2-3}). Эндогенное: 1. Au, Fe, W, Mo, Cu (D). Pb, Zn, Cu, 2. Fe, Au, W, Mo F (Pz_3—T_1) 3. Неясного генезиса. 4. Pb, Zn, Sb? (N—Q?)	

	Области проявления тектоно-магматической активизации	Размеры, км	Геологические структуры, подвергающиеся тектоно-магматической активизации	Стадии процессов активизации и время их проявления
Центрально-Азиатский пояс. Фрагменты западной части	Отдельные регионы Казахстанско-Среднеазиатской части пояса и покрывающего чехла эпипалеозойской платформы	1500×400	Герцинские геосинклинально-складчатые структуры *Южного Тянь-Шэня* и эпипалеозойский платформенный чехол юга Таджикистана и Северного Синь-Цзяна	1. P—T 2. T—J 3. Pg_3—Q
Фрагменты восточной части	Восточная Монголия (в пределах Восточно-Монгольского «срединного массива»)	1000—250	Выступ *байкальского* складчатого основания, частично перекрытый *среднепалеозойскими* квазиплатформенными отложениями	1. P 2. J_3—Cr_1 3. Cr_2
	Западное Забайкалье (область сопряжения структур Центрально-Азиатского пояса с протерозойским складчатым обрамлением Сибирской платформы)	800×250	Байкальские и каледонские (?) геосинклинально-складчатые (*метаморфизованные* и гранитизированные) структуры, частью герцинские геосинклинально-складчатые структуры	1. P—T (J_1?) 2. J_2—Cr_1

Примечание. Выделены элементы, *имеющие промышленные* концентрации.

матизм и минерализацию поздних и конечных этапов развития геосинклиналей, Ю. А. Билибин по существу дал развернутую характеристику процессов, принимаемых теперь за тектоно-магматическую активизацию. *Уже тогда им было* подмечено, что минерализация конечных этапов развития не есть специфика структур Западной Европы, но проявляется и в других регионах, например, в Восточном Забайкалье и некоторых районах Казахстана.

Таким образом, основной тенденцией направленной эволюции рифейско-фанерозойских планетарных подвижных поясов является постепенное сокращение площадей, занятых геосинклиналями, сочетающееся с противоположным процессом постепенного разрастания площадей *проявления* тектоно-магматической активизации. В самые поздние стадии развития подвижных поясов происходит дальнейшее увеличение площадей проявления активизации с распространением ее в пределы молодых и древних *платформ*.

В табл. 3 приводятся примеры отдельных регионов, которые представляют собой части Средиземноморского, Центрально-Азиатского и

Продолжение табл. 3

Типы наложенных структур, связанные с проявлениями активизации	Магматизм: тип	Магматизм: интенсивность	Оруденение	Литературные источники
Отдельные мелкие приразломные впадины (*P—T*). Приразломные угленосные впадины (T_3—J). Межгорные моласовые впадины (N—Q)	Интрузии сиенитов, гранитов. Дайковые серии основного и щелочного состава. Базальтоиды и щелочные базальтоиды	Относительно слабая Очень слабая То же	Эндогенное **Hg, Sb**, As, Pb, Zn, Au, F (P—T)? Эндогенное, частью пенсного генезиса **F, Hg, Pb**, Zn (Mz) *частью N*	Р. Б. Баратов, К. И. Литвинепко, Л. Н. Афиногенова, 1970; Е. Д. Карпова, 1968, 1970
Наложенные поля вулканитов (P). Впадины с наземными *вулканитами*, вулкано-тектонические структуры (J_3—Cr_1). Приразломные впадины с континентальными терригенными *отложениями* (Cr)	Кислые наземные вулканиты. Основные и кислые вулканиты. Многократные внедрения дифференцированных по составу гранитоидов (J—K)	*Интенсивная*	*Эндогенное:* 1. **W, Sn** (J_3—Cr) 2. **F** (Cr_1—Cr_2)	А. Д. Щеглов, 1968
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные впадины (*P—T*). Приразломные впадины с угленосными осадками (J_2—Cr_1)	Основные, средние, менее кислые и щелочные вулканиты. Трещинные интрузии кислых и субщелочных гранитов. Субвулканические щелочно-основные малые интрузии	Интенсивная	Эндогенное: 1. **W, Mo**, Pb, Zn (T—J) 2. F, Au, Ba, Sb, Hg, W (Cr)	А. Д. Щеглов, 1966; 1968

Тихоокеанского планетарных подвижных поясов. В литературе имеются многочисленные описания металлогении этих регионов, проявляющихся в них процессов «автономной» и «отраженной» тектоно-магматической активизации, а также заключительной стадии развития геосинклиналей и связанного с ними образования рудных месторождений.

Суммированные в табл. 3 сведения в сжатой форме освещают *стадийность и характер наложенных* тектоно-магматических и рудных процессов, которые проходили в разных регионах после завершения формирования разновозрастного складчатого фундамента и иногда даже после образования *чехлов молодых платформ* (*Западная Европа*, Тянь-Шань). На основании данных, приведенных в табл. 3, можно сделать ряд общих выводов.

1. Процессы тектоно-магматической активизации и связанное с ними рудообразование не отделимы от процессов, характерных для *заключительной* стадии развития геосинклинальных областей.

2. В том случае, когда активизация накладывается на рифейский или более древний фундамент подвижных поясов, она нередко отор-

вана от времени консолидации субстрата интервалом времени в 200—400 млн. лет. Примером этого может служить позднепалеозойская и раннемезозойская тектоно-магматическая активизация докембрийских структур Центрально-Французского и Чешского массивов в Европе, Западного Забайкалья, Восточной Монголии и т. п.

На сопредельных площадях складчатых зон, испытавших более позднюю консолидацию по сравнению с докембрийским фундаментом, точно такие же процессы активизации развиваются после менее значительной паузы тектонического покоя, следующей за складчатостью. Величина паузы часто не превышает 30—40 млн. лет. Примерами служат Рудные горы в Чешском массиве, Черные горы в Центрально-Французском массиве, северная часть Джунгаро-Балхашских герцинид и Южный Тянь-Шань.

3. Для подвижных поясов характерно многостадийное проявление тектоно-магматической активизации и связанных с ней процессов эндогеного и экзогенного рудообразования. Количество стадий различно. Обычно они многократны в тех частях подвижных поясов, где активизация накладывается на докембрийский складчатый фундамент (Северный Тянь-Шань, «срединные массивы» Западной Европы — 4—5 стадий). Эти стадии проявляются прерывисто в течение длительного периода времени, который нередко составляет 200—300 млн. лет.

4. С процессами активизации в подвижных поясах связано образование крупных региональных структур «негеосинклинального» ряда, размеры которых сопоставимы или даже превышают размеры отдельных складчатых областей. К ним относятся наложенные интрузивно-вулканогенные или вулканогенные пояса (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский, Центрально-Казахстанский. Илийско-Балхашский, Северо-Кордильерский и др.) и квазиплатформенные впадины (Чу-Сарысуйская, Сыр-Дарьинская в Казахстане, Минусинские в Алтае-Саянской области и др.). Характерно, что заложение и развитие обоих типов структур происходит на гетерогенном разновозрастном фундаменте.

Наряду с крупными наложенными структурами типичны и мелкие, представленные приразломными молассовыми впадинами и вулканическими постройками.

5. Магматизм активизационных процессов в подвижных поясах чрезвычайно разнообразен. Для одних регионов преимущественно типичен сиалический магматизм, с которым связано образование интрузивно-вулканогенных поясов, состоящих из разновозрастных гранитоидных интрузий с постепенно возрастающей кислотностью и наземных вулканитов среднего и кислого состава, и поясов наложенных гипабиссальных гранитоидных интрузий с резко подчиненным значением и локальным распространением наземных вулканитов.

В других регионах проявляется магматизм смешанного, весьма пестрого характера, с близким по возрасту проявлением или чередованием различных дифференциатов базальтовых и гранитных магм (интрузии и наземные вулканиты).

Для многих регионов типичен разнообразный по составу магматизм при значительной роли и неоднократном проявлении субщелочных и щелочных (калиевых и натриевых) вулканитов и интрузий щелочных габброидов и базальтоидов (Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Закавказье, Аппалачи и др.). Щелочно-базальтоидный вулканизм особенно характерен для неоген-четвертичной активизации некоторых частей Средиземноморского и Центрально-Азиатского поясов (внеальпийская часть Западной Европы, Тянь-Шань).

6. Металлогенический профиль активизированных частей подвижных поясов чрезвычайно разнообразен. Общеизвестно, что набор металлов и типов месторождений во многом определяется характером магматизма. Общие металлогенические признаки следующие:

а) многократное проявление в пределах регионов промышленных концентраций некоторых рудных элементов в эндогенных месторождениях близких и различных генетических типов. К числу таких проходящих «полихронных» элементов часто относятся Cu, Pb, Zn, Fe, Mo, Au, U, реже Sn и W;

б) отсутствие четких связей с магматизмом и наиболее позднее проявление флюоритовых (жильных и метасоматических) месторождений, а также гидротермальных низкотемпературных месторождений Hg, Sb, As, Pb, Zn. Эти месторождения часто размещаются в платформенных и квазиплатформенных чехлах и в омоложенных структурных швах складчатого фундамента. По-видимому, существует не менее двух генераций этих месторождений, причем наиболее поздние формируются в активизированных чехлах молодых платформ («срединные массивы» внеальпийской Западной Европы, Тянь-Шань и их платформенное обрамление);

в) развитие многочисленных важных типов эпигенетических месторождений Cu, Pb, Zn, U (стратиформных, метасоматических, инфильтрационных и др.), генезис и возраст которых в большинстве случаев является спорным. Большинство этих месторождений типично для крупных глыбовоперестроенных квазиплатформенных впадин и чехлов молодых платформ.

7. Латеральные ряды тектонических режимов и связанных с ними различных геологических явлений в подвижных поясах обусловливают и существование синхронных латеральных рядов рудных месторождений, перемежающихся в пространстве и характерных, с одной стороны, для развития геосинклиналей (колчеданные месторождения, некоторые скарновые месторождения меди, железа, вольфрама, пегматиты, месторождения хрома, платины, титаномагнетита и др.), а с другой — для процессов тектоно-магматической активизации (скарновые, грейзеновые, различные гидротермальные и экзогенные месторождения (см. табл. 2).

* * *

В пределах консолидированных континентальных структур, представляющих собой крупные части древних платформ, и разделяющих их планетарных подвижных поясов развиваются однотипные глубинные процессы, которые обычно называют тектоно-магматической активизацией.

Проявление тектоно-магматической активизации не есть выражение какой-то качественно новой стадии развития континентальных структур, появляющейся в фанерозое. Сходные процессы, по-видимому, имели место и в ходе развития более древних структур.

Процессы фанерозойской тектоно-магматической активизации древних платформ и подвижных поясов имеют общие признаки.

1. Периодичность проявления активизации в фанерозойской истории континентов с одновременным охватом гетерогенных структур в пределах очень крупных блоков коры (миллионы квадратных километров).

2. Чередование стадий интенсивных активизационных движений с более длительными стадиями относительного тектонического покоя. Часто наблюдаются 4—5 стадий активизации, проявляющихся в интервале 200—250 млн. лет.

3. Активизационная тектоника характеризуется контрастными глыбовыми и сводово-глыбовыми движениями с обновлением древних глубинных швов и заложением новых, несогласных со структурным планом фундамента.

4. Типичные тектонические формы — своды и компенсирующие пологие впадины, системы горстов и грабенов, рифтовые системы, кольцевые и конические вулкано-тектонические структуры.

5. Мозаичное расположение аномальных магнитных и гравитационных полей, отражающее общую блоковую структуру.

6. Разнообразный, варьирующий по интенсивности интрузивный магматизм и наземный вулканизм с широким диапазоном глубин формирования и состава родоначальных магм (кислые, умеренно кислые, субщелочные, щелочные, основные). Сближенность в пространстве и времени внедрения гипабиссальных интрузий и вулканизма с образованием неоднократно повторяющихся интрузивно-вулканогенных ассоциаций.

7. Развитие крупнейших наложенных интрузивно-вулканогенных и вулканогенных поясов, залегающих на гетерогенном фундаменте.

8. Формирование многочисленных, часто крупных промышленных месторождений W, Mo, Sn, Be, Bi, Nb, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sb, Hg, U, флюорита, алунита и других полезных ископаемых. Особенно многообразны по типам месторождения эндогенной серии, образованные в гипабиссальных и приповерхностных условиях (см. табл. 2).

9. Разнообразие металлогенического профиля активизированных областей, связанное с первичной неоднородностью распределения рудных элементов в пределах крупных корово-мантийных блоков. Наиболее изменчива роль вольфрамовой, оловянной, бериллиевой, ниобиевой, медной и ртутной минерализации, которая не во всех активизированных областях имеет существенное значение. Для всех активизированных областей характерны такие «устойчивые» элементы, как Mo, Pb, Zn, Au, Ag и F (флюорит).

10. Полихронность образования концентраций одних и тех же рудных элементов в однотипных и отличающихся по генезису месторождениях, образующихся на разновозрастных стадиях активизации. Изменчивость последовательности формирования месторождений. Наиболее поздним является образование эндогенных флюоритовых и ртутно-сурьмяных месторождений, а также некоторых типов свинцово-цинковых и урановых месторождений. Среди последних, кроме эндогенных, имеются экзогенные эпигенетические месторождения.

11. Сложный ареально-узловой и реже линейный характер размещения рудоносных территорий в пределах активизированных областей или зон, определяемый глыбовым стилем дислокаций.

12. Условность выделения различных металлогенических типов активизированных областей, зависящая от интенсивности проявления тех или иных групп месторождений. На древних платформах и в подвижных поясах существуют сложные металлогенические области: а) редкометально-полиметаллические (Сино-Корейский щит, Юго-Восточный Китай, Чешский и Центрально-Французский массивы) и б) молибден-золото-медно-полиметаллические (западные штаты США, Чаткало-Кураминский район). Эти типы связаны переходами (Западное Забайкалье).

Характерны и простые металлогенические области с преобладанием месторождений одного—двух типов (золото-молибденовый пояс Забайкалья, Алданский щит и др.). Флюорит-ртутно-полиметаллический тип металлогенических областей то совмещен с названными выше (Скалистые горы, внеальпийская Западная Европа, Чаткало-Кураминский район, Забайкалье), то существует самостоятельно (Юго-Восточный Китай, Донбасс, Таймыр, южная часть Северо-Американской плиты).

В заключение необходимо подчеркнуть, что термин «тектоно-магматическая активизация» относительно точно отражает существо наложенных глубинных геологических процессов, проявлявшихся в фа-

нерозое на древних платформах. В связи с тем, что интенсивность магматизма колеблется в очень широких пределах и иногда он почти совсем не проявлен, лучшим представляется термин «тектоническая активизация».

Однотипные глубинные процессы, развивающиеся в планетарных подвижных поясах, одновременно накладываются на фундамент с разной степенью консолидации, в том числе без длительной паузы тектонического покоя, на близкие по возрасту геосинклинально-складчатые структуры. В данном случае термин «тектоно-магматическая активизация» может употребляться весьма условно.

В процессе работы над дальнейшим совершенствованием и упорядочением тектонической терминологии необходимо найти другой, более емкий термин, в одинаковой степени применимый к глубинным процессам глыбовой перестройки древних платформ и планетарных подвижных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

Баратов Р. Б., Литвиненко К. И., Афиногенова Л. Н. Эндогенная металлогения Центрального Таджикистана и Памира. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., Наука, 1970.

Белоусов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры. В кн. Активизированные зоны земной коры, новейшая тектоника и сейсмичность. М., Наука, 1964.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1949.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. В кн. Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., Наука, 1966.

Билибина Т. В., Щеглов А. Д. Области мезозойской активизации. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. Геология и геофизика, № 8, 1968.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Л., Недра, 1965а.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация металлогенических зон земной коры. Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, № 1, 1965б.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Есенов Ш. Е., Каюпов А. К., Ли В. Г., Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А. Основные черты металлогении Казахстана. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., Наука, 1970.

Иициксон М. И., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. В кн. Рудоносность вулканогенных формаций. М., Недра, 1965.

Иициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. Геология рудных месторождений, № 4, 1961.

Казанский В. И. Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-я сессия). Проблема 7. М., Наука, 1968.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., Недра, 1968.

Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., Наука, 1970.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1969.

Коген В. С., Терещенко Л. В., Томашевский В. Н. Некоторые черты металлогении зоны мезозойской активизации в области Станового хребта. Зап. Забайкальского фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 35, 1969.

Козеренко В. Н. Главные особенности эндогенной металлогении зон активизации земной коры. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-я сессия). Проблема 7. М., Наука, 1968.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Романец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., Наука, 1964.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. В кн. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники, 1962.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма внескладчатых областей. Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка, № 3, 1960.

Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн. Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964.

Красный Л. И. Подвижные пояса, области и системы негеосинклинального ряда. В кн. Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформ и Востока СССР. М., 1970.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.

Лобанов М. Ф. Юго-Восточный Таймыр. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968.

Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 100, 1963.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.

Мудрогина Н. С. Донбасс. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.

Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. В кн. Орогенные пояса. М., Наука, 1968.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. Геотектоника, № 5, 1970.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татаринова и др. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Погребицкий Ю. Е. Таймырская складчатая система. Автореферат диссертации. Л., 1967.

Пущаровский Г. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 22-я сессия). Проблема 16. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Семенов А. И., Дворцова К. И. Казахстан. В кн. Геологическое строение СССР, т. IV. М., Недра, 1968.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Тектоника Евразии. М., Наука, 1966.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., Недра, 1969.

Фогельман Н. А. Принципы тектонического и металлогенического районирования областей сводовых поднятий. В кн. Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, 1968.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1967.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестник МГУ, № 2, 1970.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, 1963.

Чень Го-да. Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа. Scientia sinica, vol. XIV, 10, 1965.

Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. Сов. геология, № 1, 1958.

Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., Недра, 1966.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения — индикаторы тектоно-магматической активизации. ДАН СССР, т. 188, № 2, 1969.

Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. Сов. геология, № 3, 1970.

Anderson Ch. A. Arisona and Adjacent New Mexico. Ore Deposits of USA, vol. II, 1968.

Bernard J. H., Rösler H. J., Bauman L. Hydrothermal Ore Deposits of the Bohemian Massif. Int. geol. Cong., XXIII Session, Prague, 1968.

Hewitt W. P. Western Utah, Ecastern and Central Nevada. Ore Deposits of USA, vol. I, 1968.

Hobbs B. W. Geologic Setting of Metallic Ore Deposits of the Nothern Rocky Mountains and Adjacent Areas. Ore Deposits of USA, vol. II, 1968.

Grogan R. M., Bradbury J. C. Fluorite-Zinc-Lead Deposits of the Illinois-Kentucky Mining District. Ore Deposits of USA, vol. I, 1968.

King Ph. The Tectonics of North America. Geol. Surv. Prof., p. 628, 1969.

Laffitte P. La métallogénie de la France. Bull. Soc. géol. France, t. VIII, 1966.

Rosler H. J., Baumann L., Jung W. Postmagmatic Mineral Deposits of the Northern Edge of the Bohemian Massif (Erzgebirge—Harz). Int. geol. Cong., XXIII session, Prague, 1968.

Tweto O. Geologic Setting and Interrelationships of Mineral Deposits in Mountain Province of Colorado and South-Central Wyoming. Ore Deposits of USA, vol. I, 1968.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

М. И. Иициксон

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ ПОЯСАМИ, КРУПНЫМИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ И ТИПАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА)

Ю. А. Билибин (1959а) уделял большое внимание критериям выделения рудоносных провинций и закономерностям их возникновения. Применительно к разрабатывавшейся им теории закономерного, направленного металлогенического развития он предложил группировать провинции по преобладанию тех или иных этапов развития. В результате им были намечены провинции уральского, дальневосточного, западноевропейского типов.

Этот принцип группировки металлогенических провинций не утратил своего значения до настоящего времени. Он получил применение, например, в монографии И. Г. Магакьяна (1969), в более ранних работах В. И. Смирнова (1961) и других исследованиях, посвященных проблемам региональной металлогении. Проблему сходного типа Ю. А. Билибин (1959б) рассмотрел в работе о геохимических типах орогенических зон.

Позже вопросам классификации металлогенических провинций и характеру их связи с крупными геотектоническими элементами уделялось большое внимание. Наиболее существенные исследования по этой проблеме принадлежат В. И. Смирнову, Е. А. Радкевич, А. И. Семенову, Ю. Г. Старицкому, Е. Т. Шаталову, Д. И. Горжевскому, Г. А. Твалчрелидзе и др.

В последние 20 лет поступил огромный объем геофизической информации о глубинном строении Земли и, в особенности, по территориям рудоносных провинций. В связи с этим предпринимались попытки коррелировать металлогеническую специализацию провинций с особенностями глубинного строения их коры и верхней мантии. Большой вклад в эту проблему внес Б. А. Андреев (1958).

Это принципиально новое направление получает все большее развитие в Советском Союзе.

Нами предпринята попытка понять под этим углом зрения закономерности размещения рудных провинций в пределах Тихоокеанского кольца. Общие геотектонические построения, касающиеся всего Тихоокеанского сегмента Земли, положенные в основу данной работы, отображены в трудах В. В. Белоусова, И. А. Беляевского, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой, Б. А. Петрушевского, Ю. М. Пущаровского, А. Л. Яншина, Н. С. Шатского, Г. Штилле и др.

В пределах Тихоокеанского сегмента Земли, как известно, представлены три типа земной коры и верхней мантии (Беляевский и др., 1964; Гальперин и др., 1964).

Океанический тип коры практически лишен гранитного слоя с общей редуцированной мощностью. Он развит в пределах впадины Тихого океана в контурах, ограниченных глубоководными рвами.

Континентальный тип с общей увеличенной мощностью коры (не менее 35—40 *км*) и хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем представлен на континентах и частично в пределах островных дуг.

Переходный тип коры характеризуется высокими градиентами мощностей и в особенности гранитного слоя, который местами полностью отсутствует. Кора переходного типа представляет мозаику бло-

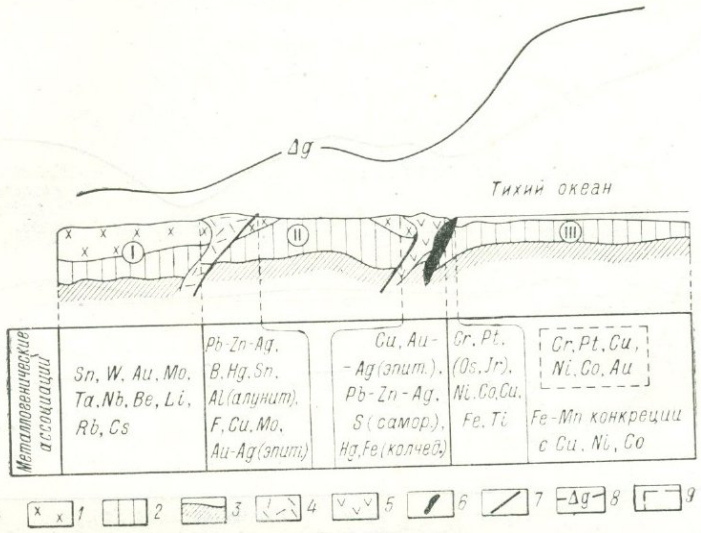


Рис. 1. Гипотетический профиль переходной зоны от материка Азии к Тихому океану и положение металлогенических зон.

1 — гранитно-метаморфический слой; *2* — базальтовый слой; *3* — раздел Мохоровичича; *4* — окраинно-материковый вулканогенный пояс (риолитовая линия); *5* — окраинно-океанический пояс (андезитовая линия); *6* — гипербазиты; *7* — глубинные разломы ограничений блоков; *8* — характер графика силы тяжести (в редукции Буге); *9* — предполагаемые металлогенические ассоциации: *I* — континентальный блок; *II* — переходный блок; *III* — океанический блок.

ков коры океанического типа, включенных в кору субокеанического и континентального типов.

Строение Тихого океана дисимметрично. Распространение коры переходного типа ограничено областью окраинных морей востока Азии и островных дуг, где она образует широкую переходную зону между океанической и континентальной корой Азиатского континента. Американское звено Тихоокеанского кольца лишено переходной зоны, и континентальная кора материка здесь контрастно сочленена с океанической корой впадины океана.

Различный характер перехода от континентов к океану для Азиатского и Северо-Американского материков показан на рис. 1 и 2.

На рис. 3 показано размещение вулканогенно-плутонических поясов в связи со структурой Тихого океана и его обрамления. В направлении от океанической впадины к континенту распространены следующие типы вулканогенных образований:

1. Внутриокеанические ареальные излияния и цепи вулканических островов. Наиболее протяженная цепь следует через Гаваи, о. Лайн, Полинезию и о. Туамоту. Она приурочена к крупному разлому океанической коры. Западнее проходит вторая цепь — через Маршалловы острова, Гилберт, Элис и др. Состав излияний — базальты, преимущественно «океанического типа», повышенной основности, отчасти ще-

лочные оливиновые базальты. Индекс кремнекислоты — 50—51% (среднее по В. И. Влодавцу — 50,6%). Эту океаническую вулканоструктуру можно назвать базальтовым (толеитовым) поясом, точнее базальтовым ареалом Тихого океана.

На границе океанической коры с корой переходного типа, обрамляя впадину Тихого океана, располагается Западно-Тихоокеанский линеамент. Его трассирует цепь кайнозойских и современных вулканов окраинно-океанической андезитовой линии, впервые намеченной Мар-

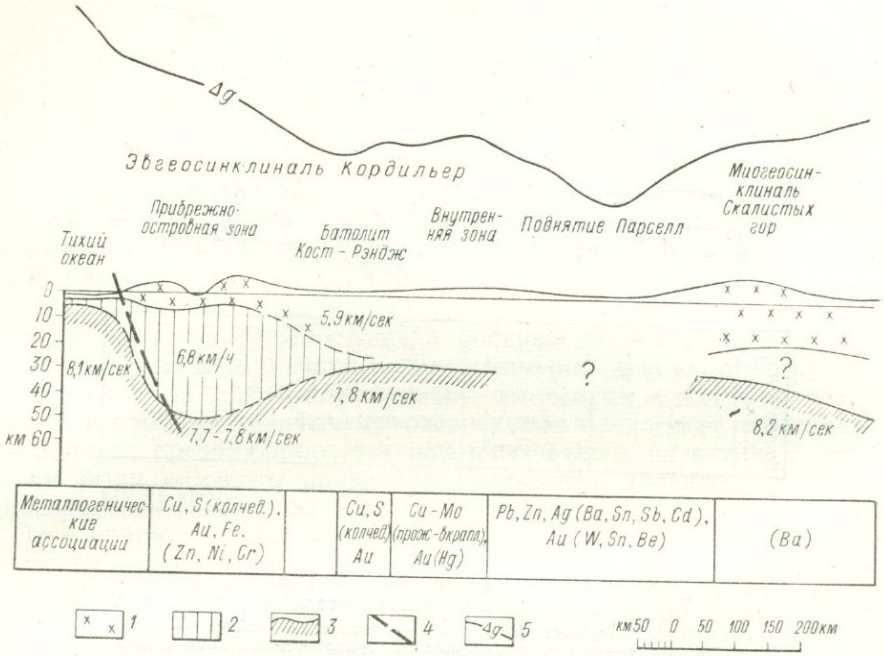


Рис. 2. Гипотетический профиль переходной зоны от материка Северной Америки к Тихому океану и положение металлогенических зон (Северо-Западные Кордильеры). (Составили М. И. Иициксон, В. И. Бергер; скоростной разрез коры по Lambert and Caner, 1965)

1 — гранитно-метаморфический слой; *2* — базальтовый слой; *3* — раздел Мохоровичича; *4* — береговой глубинный разлом; *5* — характер графика силы тяжести (в редукции Буге);

шаллом (Marshall, 1911) и в дальнейшем обоснованной Хоббсом, Хессом, А. Н. Заварицким (1946) и другими исследователями. Андезитовая линия прослеживается от Восточной Камчатки и Курилл, через Японские острова, Маршалловы, Паллау, Фиджи, Тонга и далее на юг к островам Чатам. Эта линия четко трассирует также восточное и северо-восточное ограничения Тихоокеанской впадины, прослеживаясь от Патагонии до Калифорнии и после некоторого перерыва — на Южной Аляске и Алеутской гирлянде (см. рис. 3).

Андезитовая линия трассирует одну из наиболее мобильных и энергетически активных зон Земли, отмеченную глубоководными рвами, глубокофокусными землетрясениями, протяженными линейными гравитационными аномалиями, цепью позднетретичных и современных вулканов (так называемый Огненный пояс Тихого океана) и островными дугами (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Петрушевский, 1964; Штилле, 1957).

В целом более правильно говорить не об андезитовой линии, а об окраинно-океаническом андезитовом кольце, ограничивающем впадину Тихого океана.

Это кольцо планетарного масштаба неоднородно. В пределах его андско-кордильерского звена, там, где андезитовое кольцо выходит на континент, оно одновременно является и окраинно-материковым вулканогенным поясом, совмещая в себе особенности вулканогенов обоих типов.

В своей крайней южной части андезитовое кольцо разомкнуто. Однако едва ли случайно вдоль разомкнутой части кольца, следуя

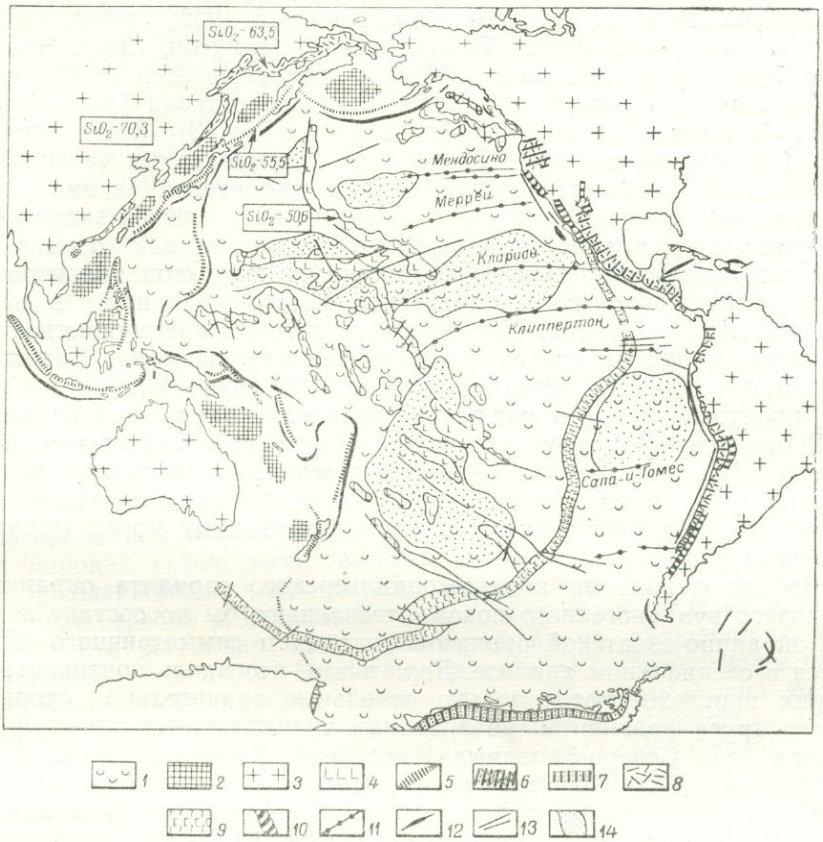


Рис. 3. Типы коры и вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца и Тихого океана.

Типы коры (1—3): *1* — океаническая; *2* — переходного типа; *3* — континентальная. *Вулканогенные пояса и линии:* *4* — центрально-океанические (толеитовый пояс); *5* — окраинно-океанические (андезитовое кольцо); *6* — совмещенное окраинно-океаническое и окраинно-материковое андско-кордильерское звено; *7* — антарктическое звено; *8* — окраинно-континентальные (риолитовая линия). *Рифтовые системы:* *9* — океанические, Восточно-Тихоокеанское поднятие и рифтовая зона вдоль его гребня; *10* — континентальные. *Элементы тектоники океана:* *11* — великие океанические разломы; *12* — глубоководные желоба; *13* — разломы; *14* — ареалы концентраций глубоководных железо-марганцевых конкреций.

антарктическому побережью, от берега Отса к Земле Александра, располагается так называемый Антарктический вулканический пояс, намеченный М. Г. Равичем и Г. Э. Грикуровым (1970).

Как нам представляется, Антарктический вулканоген через вулканические структуры подводного хребта Баллени — Макуори соединяется с новозеландской ветвью андезитовой линии, а через Антарктанды с чилийской ветвью, замыкая эту уникальную кольцевую перипацифическую структуру. Однако в эту схему не вписывается и требует своего объяснения своеобразный состав Антарктического вулканогена, представленного не андезитами, а в основном неоген-четвертичными субщелочными базальтами и их туфами. Возможно, что эти молодые

субщелочные базальтоиды перекрывают более ранние вулканогенные образования андезитового кольца, которые связаны с этими базальтоидами общностью каналов поступления магм.

Рубеж между корой переходного типа, развитой в пределах окраинных морей востока Азии, и блоком континентальной коры материка отмечен системой трансрегионального Пограничного линеамента. Этот линеамент трассирован окраинно-материковой цепью позднемезозойских и кайнозойских вулканов Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (Аникеев и др., 1967; Ициксон, Красный, 1962; Устиев, 1959), названной риолитовой линией Тихого океана (Ициксон, 1963). Эта линия общей протяженностью более 8000 *км* прослеживается от Чукотки через Сихотэ-Алинь, юго-восток Корейского полуострова (район Пусана) в Юго-Восточный Китай, о. Хайнань вплоть до Юго-Восточного Вьетнама (юг Аннамских гор). На основе фрагментарных геофизических исследований намечается приуроченность риолитовой линии к резкой гравитационной ступени, системе линейных интенсивных знакопеременных аномалий и высоким градиентам мощности земной коры.

Преобладающий состав вулканогенных продуктов риолитовой линии и ассоциированных плутонических фаций — риолиты, в меньшей мере дациты и андезиты. Последние характерны преимущественно для начальных и ранних стадий формирования вулканогена. Индекс кремнекислоты — 63—65% (среднее по Е. К. Устиеву — 63,5%).

Риолитовая линия в масштабе Тихоокеанского кольца асимметрична. В отличие от андезитовой она как будто не образует перипацифического кольца. Более или менее выдержанный характер она имеет только вдоль окраины материка Азии, в особенности с учетом отдельных ее отрезков, погруженных под воды окраинных морей (Охотского, Японского и др.).

Вопрос о наличии андско-кордильерского варианта окраинно-материкового вулканогенного пояса, отвечавшего бы по составу и характеру окраинно-азиатской риолитовой линии и симметричного ей, нуждается в специальном анализе. Дело в том, что вдоль континента обеих Америк прослеживаются только отдельные значительно оторванные друг от друга фрагменты субаэральных вулканогенных структур (Центральная зона Северо-Западных Кордильер, Каскадные горы, Невада, Центральное плато Мексики и др.). При этом возраст вулканогенных образований в отдельных фрагментах подвержен значительным колебаниям. Высказано предположение (Власов, 1970), что аналогом риолитовой линии здесь является цепь невадийских батолитов Анд — Кордильер, имеющих в общем сходный состав и сходное положение относительно впадины океана. Однако геотектоническая сущность этих геологических цепей существенно различна. Андско-кордильерская батолитовая цепь тесно связана с постинверсионным развитием геосинклинальной системы невадид, тогда как Восточно-Азиатский вулканогенный пояс риолитовой линии является автономным, наложенным, внегеосинклинальным (террагенальным) элементом и трактуется как своеобразная форма проявления позднемезозойского окраинно-материкового рифта (Ициксон, Красный, 1970). По-видимому, наиболее правдоподобно представление об Андско-Кордильерском вулканогене как о сложном совмещенном образовании, где элементы окраинно-океанического андезитового кольца интерферируют с окраинно-материковой цепью, чем-то сходной с образованиями риолитовой линии.

Еще далее от океана, развиваясь на более или менее мощной континентальной коре, располагаются внутриконтинентальные вулканоплутонические цепи востока Азии. Состав магматических образований здесь преимущественно риолитовый с подчиненным развитием андезитов. Индекс кремнекислоты — 70,3% (Ициксон, 1964).

Сводная характеристика вулканогенных структур западной части Тихого океана и их металлогенической специализации приведена в таблице.

Намеченные глобальные вулканические системы разграничивают области вулкано-плутонических пород различного химизма, которые закономерно меняются по составу от толеитов и базальтов повышенной щелочности в пределах океанических впадин, через окраинно-океаническую андезитовую зону до риолитовых (гранитных) магм на континенте. Индекс кремнекислоты — от 50 до 70%. Эти принципиально отличные сегменты тектоносферы, различающиеся глубинным строением и химизмом пород, легли в основу выделения типов металлогенических провинций Тихоокеанского кольца.

Рассмотрим распределение металлогенических провинций в пределах Тихоокеанской инфраструктуры в направлении от океанической области к континентам.

Центрально-Океаническая базальтовая мегапровинция с корой вполне океанического типа в главной своей части покрыта водами Тихого океана и слоем осадков и еще мало изучена. Глубоководный основной вулканизм является ведущим магматическим процессом. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов установлено наличие гипербазитов (гарцбургитов, лерцолитов), как предполагают, мантийного происхождения, нередко серпентинизированных. Для вулканических пород типичны зеленокаменные изменения, возможно, в результате взаимодействия с океанической водой, но, вероятно, в главной своей части за счет ювенильной глубинной дегазации.

Драгированием в Индийском океане (хр. Карлсберг) в зеленокаменных породах установлено наличие кварцевых прожилков с сульфидами с содержанием меди до 5%, цинка до 400 *г/т*, повышенным содержанием серебра и свинца. В протолочках серпентинизированного перидотита там же обнаружены касситерит, пирит, халькопирит, апатит (Дмитриев и др., 1970). Имеются указания на золотоносность некоторых вулканических островов Тихого океана. В целом можно высказать обоснованное предположение о концентрации в пределах Центрально-Океанической базальтовой мегапровинции меди, золота, серебра, свинца, цинка, кобальта, никеля, а в связи с гипербазитами и базитами внутриокеанических хребтов также титана, железа, асбеста, хрома, платины и др. Однако едва ли следует ожидать в обозримое время возможность практического использования этих ресурсов.

Совсем по-иному представляется перспектива освоения скоплений океанических глубоководных железо-марганцевых конкреций и корок, содержащих медь, никель, кобальт и другие более редкие элементы. До недавнего времени господствовало представление, что рудное вещество конкреций поступает из областей континентального сноса или в результате диагенеза пелагических илов дна океана. В последнее время все большее число сторонников приобретает предположение о значительной роли в образовании конкреций процессов подводного вулканизма (Виноградов, 1967). Во всяком случае исследование радиогенных элементов в конкрециях указывает на эндогенный источник их изотопов (Чердынцев и др., 1971). Это согласуется с положением ареалов распространения конкреций, которые четко контролируются в пространстве зонами крупнейших океанических разломов и областями подводного вулканизма (см. рис. 3). Наиболее вероятным следует считать полигенное происхождение конкреций, где источником некоторых рудных элементов являлись продукты подводной дегазации, поступавшие как через посредство вулканических терм, так и путем непосредственного высачивания по разломам из мантии. В становлении же конкреций, их железо-марганцевой части существенную роль игра-

Металлогеническая характеристика вулканогенных структур западной части Тихого океана и его континентального обрамления

Тип земной коры		Континентальная		Гетерогенная (мозаичная) переходного типа	Океаническая
Тип вулканогенных трансрегиональных структур		Внутриконтинентальные вулканогенные цепи	Окраинно-материковый вулканогенный пояс — риолитовая линия	Окраинно-океанический вулканогенный пояс — андезитовая линия	Внутриокеанические ареальные излияния и внутриокеанические цепи
Примеры трансрегиональных структур и их звеньев		Уяндинско-Ясачненская, Хингано-Охотская, Приаргунско-Восточно-Монгольская, Большехинганская	Восточно-Азиатский пояс и его звенья: охотско-чукотское, восточно-сихотэ-алиньское, пусанское, восточнокитайское и др.	Западно-Тихоокеанический пояс и его звенья: алеутское, камчатско-курильское, японское, филиппинское, индонезийское и др.	Дно Тихого океана и цепи вулканических островов (Гавайская, Центрально-Полинезийская, Туамоту и др.)
Время наиболее интенсивного вулканизма		Поздняя юра — мел	Мел — палеоген (до эоцена)	Олигоцен — до настоящего времени	Поздний мезозой (поздний палеозой (?) — до настоящего времени
Состав вулканогенно-плутонических образований	Господствующие	Липариты (риолиты), кварцевые порфиры Андезиты Базальты, щелочные базальты и базальтоиды	Липариты (риолиты), дациты Андезиты Базальты	Андезиты, андезито-базальты Базальты Дациты, липариты	Базальты преимущественно „океанические", базальты повышенной основности, отчасти щелочные оливиновые базальты
	Подчиненные Малораспространенные				
	Среднее содержание SiO_2, в % (по Е. К. Устиеву, В. И. Влодавцу и др.)	70,3	63,5	55,5	50,6

Ведущие и характерные	Sn, F (флюорит), Au (эпитерм.)	Au—Ag (эпитерм.), Hg, Pb - Zn—Ag, Cu, Mo, B (датолит, динбурит), Al (алунит, пирофиллит) Cu, Mo	Cu, Au — Ag (эпитерм.), Hg, Cu — Pb—Zn—Ag FeS (колчед.)	S (самородн.)		Железно-марганцевые конкреции с Cu, Ni, Co
Подчиненные	Hg, Sb, Ag, Al (алунит), As, Pb—Zn—Ag	F (флюорит)	Al (алунит), S (самородн.)	Cu, Au, Pb—Zn — Ag Al (алунит)		Cu, Au, Pb—Zn—Ag, Co, Ni
Мало распространенные	W, Mo, Bi	Sb, W	Sn, W	Hg		Предполагаемые концентрации

Химические элементы — полезные ископаемые, давшие рудные концентрации

Вулканические дуги неоген-современные

Островные дуги на палеозойско-мезозойском геосинклинальном основании

ли, видимо, процессы диагенеза глубоководных илов и накопление продуктов выветривания.

Таким образом, показанные на рис. 3 и 4 ареалы распространения конкреций как бы оконтуривают области наиболее активной дегазации и привноса рудного вещества из мантии.

Общие запасы конкреционных руд на дне Тихого океана (по Меро, «Тихий океан», 1970) исчислены в $17 \cdot 10^{11}$ *т*. Запасы по отдельным металлам (в тоннах) также дают астрономические цифры: марганец — $7{,}1 \cdot 10^{10}$, никель — $2{,}3 \cdot 10^{9}$, кобальт — $1{,}0 \cdot 10^{9}$, медь — $1{,}5 \times \times 10^{9}$. Средняя площадная концентрация конкреций 9—10 тыс. *т* на квадратный километр океанического дна при содержаниях в конкреции 20—30% Mn, 0,5—1,5% Ni, 0,5—1,3% Cu, 0,2—0,5% Co. Глубина нахождения конкреций 4,5—6 *км*. В зарубежных странах начаты опытные работы по добыче конкреций.

В непосредственном обрамлении Тихоокеанской впадины, примыкая к обращенной к континенту стороне глубоководных рвов, располагается окраинно-океаническая андезитовая металлогеническая провинция. Она связана системой сверхглубинных разломов, наклоненных в сторону континентов, отмеченных поясами глубокофокусных землетрясений, цепью вулканов, островными дугами и интенсивными гравитационными аномалиями (Заварицкий, 1946; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Петрушевский, 1964; Штилле, 1957).

Эта геодинамическая система планетарного масштаба трассирована андезитовым кольцом Тихого океана. Поперечник структуры в экваториальном сечении достигает 14 000 *км*. Здесь представлен широкий спектр металлов, ох-

ватывающий и производные гипербазитовых и базитовых магм — хром, платиноиды, никель, кобальт. Наиболее типичны продукты андезитовых и более кислых магм — золото, серебро, полиметаллические и колчеданные руды, ртуть, сурьма, барий, молибден и др. Но самым характерным элементом кольца, дающим неповторимые в мире концентрации, явля-

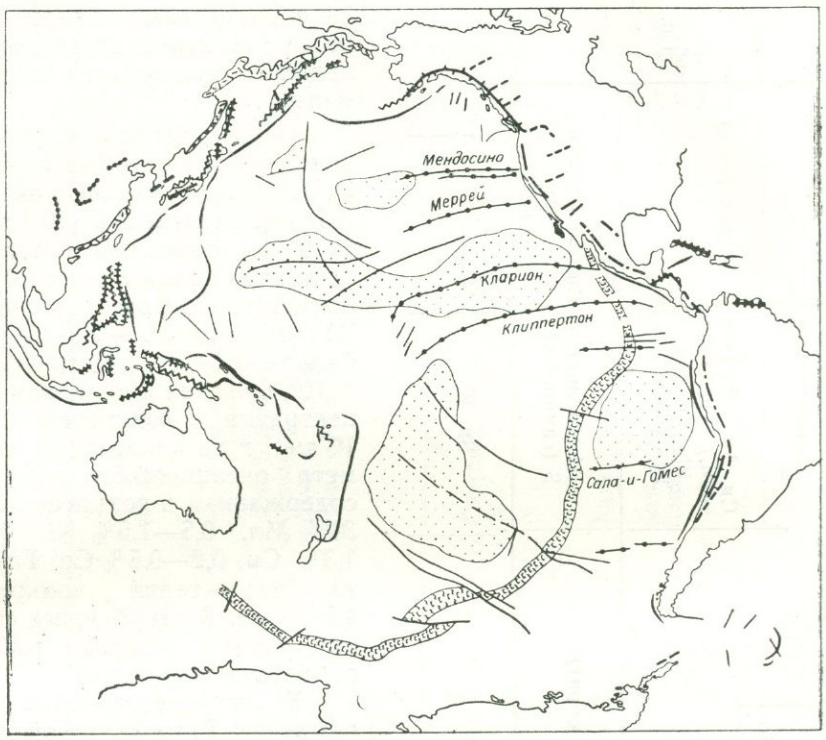


Рис. 4. Схема размещения металлогенических зон медного оруденения Тихоокеанского кольца.

Зоны и ареалы минерализации в пределах древних щитов, массивов и поднятий докембрийского фундамента: 1 — осадочно-метаморфогенные месторождения и месторождения различных типов. *Зоны, связанные с подвижными системами мезозоид и кайнозоид геосинклинального ряда (раннегеосинклинальная стадия): 2* — медь в связи с дифференцированными массивами гипербазитов и базитов в ассоциации с никелем, кобальтом и др.; *3* — медь, медноколчеданные руды с цинком, золотом, баритом, связанные эксгалятивными процессами подводного базальтового и андезитового вулканизма; *4* — медно-полиметаллические (Cu, Pb, Zn, Ag, Ba) руды (типа куроко и др.) в ассоциации с эпитермальной золото-серебряной минерализацией в связи с экструзиями и субвулканами андезито-липаритовой формации островных дуг. *Зоны, связанные с развитием подвижных систем террагенального ряда: 5* — медно-полиметаллические и медные руды, связанные с субвулканическими интрузиями и субаэральными вулканитами умеренно-кислого и кислого состава; *6* — медь—молибден и молибден в месторождениях прожилково-вкрапленного типа, а также алюмокварциты; *7* — то же, область возможного их нахождения в пределах риолитовой линии. *Глубоководные железо-марганцевые конкреции с медью, никелем, кобальтом: 8* — главнейшие ареалы распространения конкреции; *9* — см. рис. 3.

ется медь. В сущности можно говорить о Великом циркумпацифическом медном кольце. На рис. 4 видна прерывистая цепь мощнейших меднорудных, медноколчеданных и медно-полиметаллических районов и месторождений, следующая через Японию, Тайвань, Филиппины, Зондский архипелаг, Новую Гвинею, Фиджи и после перерыва уже на Американском континенте — цепь гигантов Чили, Перу, далее Мексики, Западных штатов, Канадских Кордильер и Юго-Восточной Аляски. Кажущееся выпадение из этой медной цепи Карякии, Камчатки и Курилл не находит

объяснения и подлежит тщательной ревизии. Медное кольцо полигенно. В основу его входит ортогеосинклинальный пояс невадид с концентрациями меди, колчеданов и золота в раннегеосинклинальных прогибах (Прибрежно-Островная зона Северо-Западных Кордильер, Анды) и мощнейшие образования, связанные с вулканогенными, существенно андезитовыми поясами островных дуг. Сюда же входят наложенные вулканогенно-плутонические образования наземного происхождения, связанные в широком плане с эпохой третичного рифтогенеза.

Сложный полигенный характер медной минерализации, пожалуй, наиболее ярко проявлен в пределах перу-чилийского звена циркумпацифического медного кольца, где в направлении от океана к Бразильскому щиту намечается такая пространственно-временная эволюция металлогении. Вдоль побережья океана, к востоку от Перу-Чилийского желоба прослеживается зона пластовых и жильных медных месторождений. Пластовые месторождения (Буэна-Эсперанца, Мантос-Бланкос и др.) располагаются в амигдалоидных, частично брекчированных, верхних частях лавовых покровов раннегеосинклинальной стадии развития складчатой системы Анд (Косов, Остроменицкий, 1968). Возраст лав и этой «синклинальной» минерализации от доггер-мальма до баррем-готерива. В известняках имеются и пластовые медные месторождения замещения. В этой же прибрежной зоне располагаются и высокотемпературные жильные медные месторождения, местами с заметным содержанием кобальта, молибдена и реже урана.

С более поздними (сенонскими) гранитоидами ассоциированы крупные месторождения магнетита, сопровождаемого апатитом (месторождения Эль-Альгароббо, Эль-Тофо и др.), золоторудные в гранитоидах и серебряные в известняках.

Восточнее, несколько далее от океана, располагается Андский вулканогенный пояс, трактуемый как звено андезитового кольца, вынесенное на континент. С этим поясом, протяженностью около 3000 *км*, ассоциирован Перуанский полиметаллически-медный, богатый серебром пояс с группой уникальных месторождений Серро-де-Паско, Морокоча и др. Далее к югу прослеживается гигантский Чилийский медный пояс с молибденово-медными месторождениями прожилково-вкрапленного типа Чукикамата, Эль-Теньенте, Потрерильос и др.

Месторождения связаны с субвулканическими интрузиями андезитов, монцонит-порфиров, дацитовых и латитовых порфиров эоценового возраста, ассоциирующимися с субаэральными покровными фациями вулканитов. Можно предполагать известную связь этого субаэрального вулканогенного пояса с зоной Центрально-Чилийского рифта и его северного продолжения, намеченного цепью троговых впадин Перу.

На флангах пояса, в особенности со стороны, обращенной к Бразильской платформе, широко представлено сурьмяно-ртутное оруденение (месторождение Хуанкавелика в Перу и др.). Еще восточнее, в сторону Бразильского щита, расположена Боливийская рудоносная серебряно-оловянная провинция.

Таким образом, медная минерализация перу-чилийского звена циркумпацифического медного кольца впервые проявилась в доггер-мальме в связи с приокеаническими раннегеосинклинальными прогибами. В эоцене она сместилась в глубь материковой области, где сформировалась вторая, еще более мощная, почти параллельная первой, цепь месторождений в связи с наложенными субаэральными вулканогенными поясами внегеосинклинального, исходного рифтогенного происхождения.

В приокеанической цепи представлены месторождения типа пластовых медно-колчеданных залежей и крупных жильных месторожде-

ний, а в параллельной ей приконтинентальной эоценовой цепи локализуются месторождения прожилково-вкрапленного типа. Подобная закономерная система сопряженной пары металлогенических зон — приокеанической раннегеосинклинальной медно-колчеданной (с золотом) триасово-раннеюрского возраста и приконтинентальной (позднеорогенной или рифтогенной) прожилково-вкрапленной молибденово-медной, частично молибденовой, позднемелового — палеогенового возраста — установлена и в Северо-Западных Кордильерах (Британская Колумбия, Юго-Восточная Аляска).

Нечто подобное как будто намечается и для Филиппин, однако для более уверенного суждения данных пока недостаточно.

Пытаясь понять беспрецедентный по своей интенсивности масштаб оруденения перу-чилийского звена андезитовой линии, видимо, следует искать одну из причин этого в совмещении (скучивании) и интерференции планетарных глубинных разрывных систем окраинно-океанического и окраинно-материкового типов. Это совмещение, видимо, в наибольшей степени обеспечивало региональную тектоническую подготовку и возможность многократного поступления рудного вещества из глубинных рудогенерирующих уровней.

Следующий рубеж в направлении к континенту, отделяющий тектоносферу переходного типа от континентальной коры материков, отмечен окраинно-материковым вулканогенным поясом риолитовой линии. Это тоже крупнейшая металлогеническая мегапровинция. Однако она уступает по размеру перипацифической андезитовой и притом свойственна только австрало-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. Для окраинно-материковой мегапровинции типичны золото и серебро в эпитермальных месторождениях, ртуть, полиметаллические руды, олово в касситерит-силликатных и касситерит-сульфидных месторождениях, бор (датолит, данбурит), отчасти флюорит, алюмокварциты. Предполагаются также концентрации меди и молибдена в месторождениях прожилково-вкрапленных руд.

Еще более удалясь от океана, вступаем в область вполне континентальной тектоносферы с мощным гранитно-метаморфическим слоем и преимущественным распространением гранитоидных магм исходно палиногенного происхождения (Ициксон, 1964а, б).

Континент Азии — это область гранитоидного магматизма и мощнейших концентраций олова, вольфрама, золота, молибдена, флюорита, сурьмы, ртути и других рудных элементов.

Гетерогенность и дисимметрия Тихоокеанского сегмента планеты предопределила существенные различия его австрало-азиатской и американской ветвей. Металлогеническая неоднородность в наиболее резкой форме проявлена в отношении олова. Мощная цепь оловоносных провинций прослеживается с перерывами от Чукотки до островов Биллитон, Бангка и Сингкип в Индонезии (рис. 5). Далее на юг эта цепь нарушается. Она как бы сорвана и смещена вдоль системы субэкваториальных Зондских дислокаций на юго-восток и, видимо, продолжается далее в Восточной Австралии и Тасмании, где затухает.

Очевидно, мы вправе говорить о единой планетарной австрало-азиатской оловоносной цепи западного обрамления Тихого океана, прослеживающейся с перерывами на 19 000 *км*. Эта цель на всем своем протяжении коррелирована с хорошо развитой континентальной корой и отображена умеренными минимумами гравитационного поля (в редукции Буге). В литолого-фациальном плане она отвечает развитию карбонатно-терригенных комплексов средних и поздних стадий, по Ю. А. Билибину.

Очень своеобразна геотектоническая позиция уникального по масштабам оловоносности бирмано-малайско-индонезийского звена австрало-азиатской оловянной цепи, которое дает 60—70% мирового произ-

водства олова. Это звено по своему положению в равной мере принадлежит как Тихоокеанскому, так и Центрально-Азиатскому оловянному поясу, намеченному М. П. Материковым (1966). Не объясняется ли необычайно высокая концентрация металла в этой структуре «интерференцией» пацифид со структурами Тетиса, возможность которой в свое время предположил С. С. Смирнов (1946). Последние данные

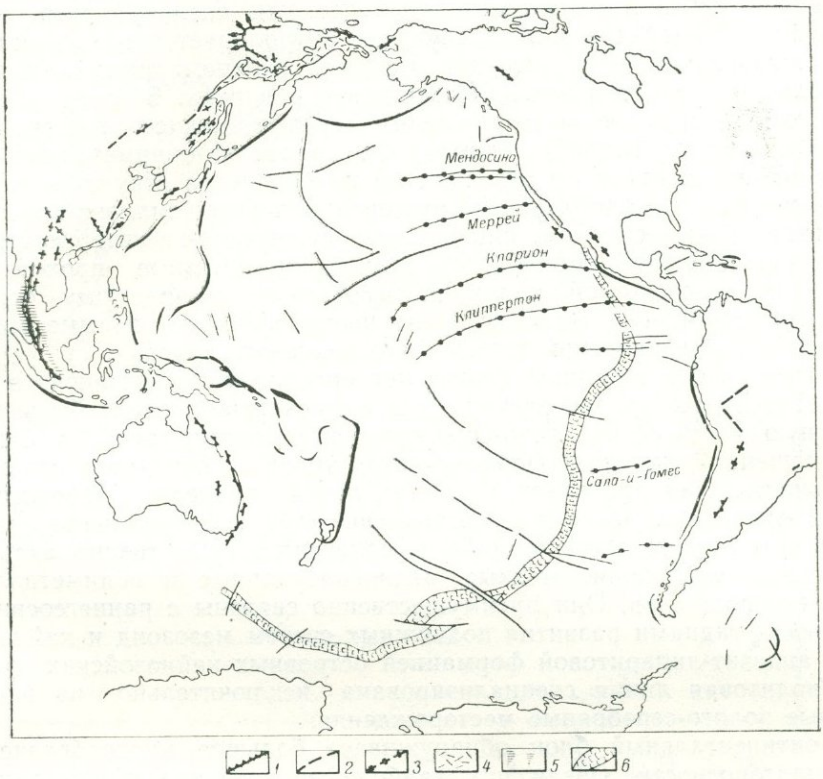


Рис. 5. Схема размещения оловоносных и металлогенических зон Тихоокеанского кольца.

Зоны, связанные с подвижными системами мезозоид геосинклинального ряда: 1 — олово, вольфрам (молибден) — пегматитовые, кварцево-жильные, грейзеновые, скарновые месторождения в связи с позднегеосинклинальными и раннеорогенными гранитоидами калиевого ряда. *Зоны орогенного развития, связанные с подвижными системами террагенального ряда, а также на активизированных платформах:* 2 — олово, вольфрам в месторождениях различных типов; 3 — олово в месторождениях касситерит- сульфидной и касситерит-силикатной формаций, нередко в ассоциации с полиметаллическими рудами, в связи с малыми интрузиями и субвулканическими образованиями умеренно-кислого и кислого состава; 4 — то же, возможно нахождение в пределах риолитовой линии. *Плейстоценовые и более молодые прибрежные и морские россыпи (пляжевые, дюнные, подводные):* 5 — касситерит в ассоциации с монацитом, рутилом, танталитом, колумбитом, самарскитом, ксенотимом, золотом; 6 — см. рис. 3, усл. обозн. 9.

(A technical..., 1967) о наличии здесь пространственно-сопряженных оловоносных гранитоидов и соответственно двух возрастных генераций вольфрамо-оловянных месторождений, эпигерцинских — триасовых и позднемеловых, по-видимому, связанных с притихоокеанской активизацией, хорошо согласуются с подобным представлением.

В пределах американской ветви Тихоокеанского кольца оловоносного пояса, подобного австрало-азиатскому, нет. Имеются лишь отдельные оловоносные фрагменты — п-в Сьюард на Аляске, тесно связанный своим развитием с Чукоткой, Центральное вулканическое плато Мексики и Боливии. Известные на окраине Бразильского щита промышленные оловянные месторождения Рондонии (Kloosterman, 1967) связаны с кольцевыми «молодыми» интрузиями субщелочных грани-

тов. Так же как их нигерийские аналоги, они являются результатом тектоно-магматической активизации щита и только весьма условно могут рассматриваться в рамках Тихоокеанского кольца.

Дисимметрия азиатской и американской ветвей подчеркивается также одним интересным металлогеническим феноменом, подмеченным В. И. Бергером и нами для севера Тихоокеанского кольца. Металлогенические зоны орогенных стадий и активизации в обеих ветвях имеют поперечное, соответственно антиколымское или антикордильерское направление. Оруденение в обих случаях контролируется цепочками малых близповерхностных интрузий в общем сходного состава. Однако специализация в обеих ветвях существенно различна. В азиатской ветви — это оловорудные месторождения сульфидно-касситеритового и силикатно-касситеритового типов и оловянно-полиметаллические. В американской ветви им отвечают по положению в структуре молибденово-медные и молибденовые месторождения прожилково-вкрапленного типа. Таким образом, оловорудные сульфидно-касситеритовые месторождения, с одной стороны, и молибденово-медные прожилково-вкрапленные — с другой, являются гомологами, по-видимому, отображающими глубинную геохимическую неоднородность дисимметричных азиатской и американской ветвей Тихоокеанского пояса.

Золото в той или иной форме повсеместно распространено в пределах Тихоокеанской инфраструктуры, не исключая, может быть, мало известную часть Центрально-Океанической области (рис. 6). Однако в размещении отдельных формационных типов наблюдается известная зональность. Она проявляется в том, что в пределах андезитового кольца преимущественно распространены либо эпитермальные золото-серебряные месторождения, либо комплексные, существенно сульфидные, золотосодержащие медные, медноколчеданные и полиметаллические месторождения. Они преимущественно связаны с раннегеосинклинальными стадиями развития подвижных систем мезозоид и кайнозоид или с андезит-липаритовой формацией островных кайнозойских дуг.

Риолитовая линия специализирована исключительно на эпитермальные золото-серебряные месторождения.

Континентальный блок обнаруживает большое многообразие типов золотоносности. Среди них наибольшее значение имеют так называемая диоритовая формация, ярко охарактеризованная Ю. А. Билибиным, а также ареалы россыпной золотоносности, связанные с полиметаморфическими комплексами срединных массивов, активизированных в мезозое (Аляска, предположительно Колымский массив, Тайгонос, Становая зона и др.).

Представления о Великой Северо-Тихоокеанской золотоносной дуге, прослеживающейся от Забайкалья до Калифорнии (Иициксон и др., 1960), ныне могут быть значительно уточнены. Можно, очевидно, говорить о двух концентрических перипацифических золотоносных системах (см. рис. 6): 1) внутренней, связанной с андезитовым кольцом обрамления океана — ортомагматической, где золото ассоциировано с медью, серебром в существенно сульфидных месторождениях, и 2) внешней, континентальной, связанной с существенно палингенным магматизмом земной коры, где золото в главной части ассоциировано с самостоятельными золоторудными месторождениями вне связи с сульфидной минерализацией.

Ртутно-сурьмяное оруденение не обнаруживает четкой приуроченности к определенным концентрам и, так же как и золото, распространено повсеместно в пределах Тихоокеанского пояса. Очень еще предварительно намечается тенденция к несколько большей концентрации ртутных месторождений в северном лавразийском полукольце Тихоокеанской инфраструктуры. Однако, может быть, это только результат различной степени изученности.

При общем рассмотрении пространственно-временных отношений оруденения в пределах Тихоокеанского кольца бросается в глаза одна особенность. Как уже указывалось при характеристике циркумпацифического медного кольца, в частности, андско-кордильерского его звена, медное оруденение проявлено двумя разновозрастными геогенерациями или тактами. Ранняя из них — это преимущественно пластовые зале-

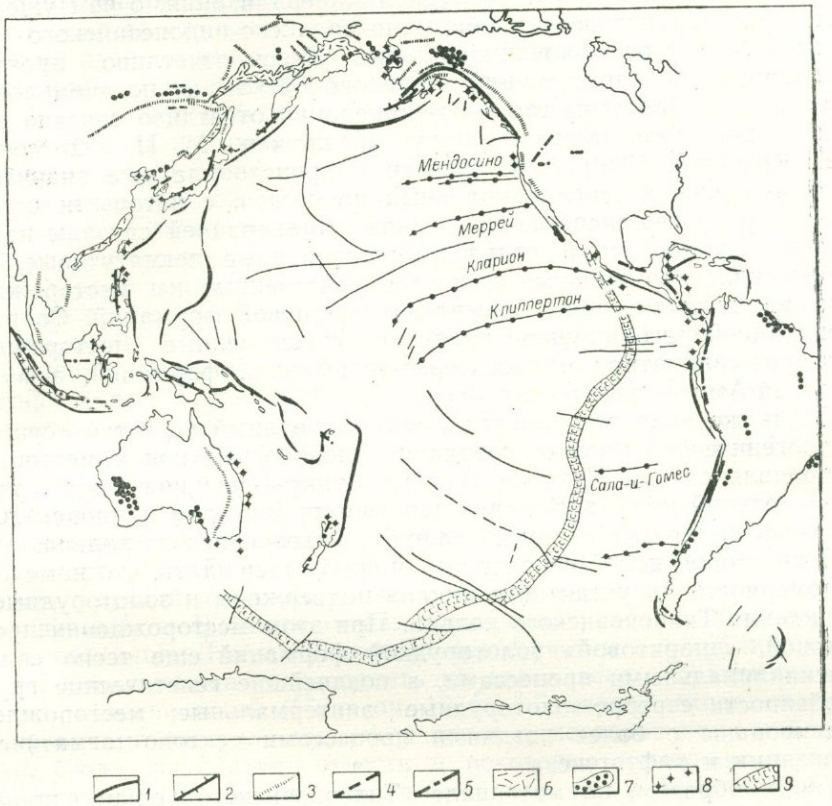


Рис. 6. Схема размещения золотоносных металлогенических зон и ареалов Тихоокеанского кольца.

Зоны, связанные с подвижными системами мезозоид и кайнозоид геосинклинального ряда. Раннегеосинклинальная стадия: *1* — золото в месторождениях медных и медноколчеданных руд в связи с эксгалятивными процессами подводного базальтового и андезитового вулканизма; *2* — золото, серебро в эпитермальных месторождениях, а также в виде сопровождающего компонента в медно-полиметаллических рудах (куроко и др.) в связи с экструзиями андезито-липаритовой формации островных дуг. Позднегеосинклинальная частично раннеорогенная стадия: *3* — золото в кварцево-жильных штокверковых и иных месторождениях и связанных с ними россыпях; месторождения ассоциированы с дайковым комплексом мезократового состава и умеренно-кислыми гранитоидами. *Зоны, связанные с развитием подвижных систем террагенального ряда:* *4* — золоторудные месторождения различного типа и россыпи; *5* — золото, серебро в эпитермальных месторождениях в связи с субвулканическими интрузиями и субаэральными вулканитами умеренно-кислого и кислого состава; *6* — то же, область возможного нахождения в пределах вулканического пояса риолитовой линии. *Зоны и ареалы сложной полихронной минерализации различного геотектонического положения, преимущественно на щитах и массивах: 7*—ареалы преимущественно россыпной золотоносности, связанные с золотоносными полиметаморфогенными образованиями. *Плейстоценовые и более молодые прибрежные и морские россыпи (пляжевые дюнные, подводные): 8* — золото в ассоциации с платиной, серебром, ильменитом, хромитом, цирконом; *9* — см. рис. 3, усл. обозн. 9.

жи, частично жильные месторождения, тесно связанные с вулканогенными образованиями стадии геосинклинального прогибания невадид. Время их формирования несколько колеблется для различных провинций — от позднего триаса до раннего мела.

Вторая геогенерация (второй такт) — это преимущественно прожилково-вкрапленные «порфировые» медные и молибденово-медные

месторождения, тесно связанные с орогенным развитием, тектоно-магматической активизацией и рифтогенезом. Время формирования их значительно оторвано от первой геогенерации, обычно на целую стратиграфическую систему. В Андах и Кордильерах — это эоцен, частично олигоцен, в Японии и Филиппинах — миоцен.

Не менее четко подобный двухтактный металлогенический цикл проявлен и в отношении оловорудной минерализации, о чем уже говорилось при характеристике бирмано-малайско-индонезийского звена Австрало-Азиатского оловянного пояса. Здесь отчетливо проявлены две оловоносные геогенерации: триасово-юрская и позднемеловая — палеогеновая. При этом вторая геогенерация отчетливо связана с терраегенальным развитием (термин предложен М. И. Ициксоном и Л. И. Красным, 1970) этой области и происходила уже значительно позже завершения геосинклинальных процессов, с которыми ассоциирована первая геогенерация. С первой геогенерацией связаны преимущественно оловянные и вольфрамово-оловянные пегматитовые, грейзеновые, кварцево-жильные и другие родственные им месторождения касситерит-пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций. Со второй геогенерацией ассоциируют наиболее существенные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, а в Юго-Восточной Азии — также скарновые.

Столь же ярко этот двухтактный, двуединый по своей сущности металлогенический процесс созидания оловоносных зон и месторождений проявлялся на Чукотке (первый такт — поздняя юра, второй такт — поздний мел), в Боливии (соответственно юра и миоцен), Сихотэ-Алиньской системе и других районах Тихоокеанского кольца.

С некоторой долей вероятности можно утверждать, что намеченной закономерности «двухтактного цикла» подвержены и золоторудные месторождения Тихоокеанского кольца. При этом месторождения предбатолитовой, «диоритовой» золоторудной формаций еще тесно связаны с геосинклинальными процессами, а позднейшие генетические группы, в особенности серебро-золоторудные эпитермальные месторождения, ассоциированы с более поздними процессами тектоно-магматической активизации и рифтогенеза.

Таким образом, на материале Тихоокеанского кольца применительно к пространственно-временному положению металлогенических зон по каждому металлогеническому элементу можно сформулировать представление о двухтактном рудообразующем цикле.*

Первый такт отмечен формированием месторождений в связи с геосинклинальным режимом, а второй, значительно оторванный во времени от первого,— с процессами активизации и рифтогенеза. Каждый такт характеризуется развитием свойственных ему генетических типов рудных концентраций. Как правило, для второго такта характерны месторождения, формирующиеся на меньших глубинах или близповерхностные. Металлогенические зоны второго такта, как правило, смещены в пространстве относительно зон первого такта в сторону континента, в совокупности образуя сопряженную парную систему зон.

Применительно к зонам грейзеновых месторождений внешне сходную систему металлогенических пар, исходя из иных предпосылок, наметили Д. В. Рундквист, В. К. Денисенко и И. Г. Павлова (1971).

Есть основания подозревать, что в отдельных случаях наряду с этим возможно и пространственное совпадение металлогенических зон обоих намеченных здесь тактов или их взаимное пересечение.

---

* Стадия первичного сингенетического накопления металлов в морском бассейне, имеющая существенное значение в качестве исходного источника рудного вещества для многих типов эндогенных месторождений Тихоокеанского кольца, например, серебро-свинцово-цинкового типа Сулливан-Кер Д'Аллен и др., здесь не рассматриваются.

Подобное закономерное парное расположение металлогенических зон при двухтактном цикле минерализации позволяет подойти к решению ряда практически важных вопросов прогнозирования. В качестве примера можно указать на проблему перспектив медного оруденения охотско-чукотской и сихотэ-алиньской ветвей риолитовой линии и ее цоколя. Перспективность этих образований на медное и молибденово-медное оруденение на основе ряда других факторов, в основном характера глубинного строения, было обосновано нами еще в 1966 г. С точки зрения идеи «двухтактного цикла» этот прогноз получает новое, дополнительное подкрепление. Действительно, если принять зону раннегеосинклинального медного и медно-полиметаллического оруденения островов Японии и Камчатки за приокеанический элемент некоей пары, то вторым приконтинентальным рифтогенным гомологическим элементом этой пары неизбежно должны явиться названные ветви риолитовой линии, где закономерно следует ожидать проявления прожилково-вкрапленного медного, молибденово-медного и молибденового оруденения. Интересно проверить также справедливость этой закономерности и в иных провинциях, вне Тихоокеанского кольца, задавшись, например, вопросом, есть ли гомологическая медно-порфировая пара для колчеданной полосы Урала и Мугоджар; существует ли касситерит-силикатная (касситерит-сульфидная) пара для Калба-Нарымской вольфрамово-оловоносной зоны. Возможность наличия касситерит-сульфидных месторождений в Калбинском хребте, исходя из других соображений, обосновал М. П. Материков.

Анализируя в свете опыта истекшей четверти века первоначальные представления С. С. Смирнова (1961) о региональной металлогенической зональности Тихоокеанского пояса, приходится изумляться глубине его научной интуиции. Однако теперь эту схему можно существенно дополнить. В самом общем виде, отвлекаясь от деталей, рудоносные провинции Тихоокеанского пояса с учетом их глубинного строения и состава можно подразделить на два класса — приконтинентальный и приокеанический (Ициксон, 1964а). В первый входят материковые провинции австрало-азиатской ветви и мегапровинция риолитовой линии. Сюда же следует отнести и некоторые провинции американской ветви, тяготеющие к Северо-Американской и Бразильской платформам (Боливия, отчасти Мексика). К провинциям приокеанического класса относятся провинции андезитового кольца. Как было показано ранее (Ициксон, 1964б), химические элементы, дающие промышленные рудные концентрации в приконтинентальном классе (Sn, Au, Ag, W, Li, Be, B, Ta, U, Th и др.), в значительной части относятся к литофильной, частично халькофильной группе. В провинциях приокеанического класса промышленные рудные элементы (Cu, Ag, Au, Ba, Cr, Pt, Co и др.) относятся преимущественно к ультрахалькофильной, халькофильной и сидерофильной группам.

Таким образом, концепция С. С. Смирнова (1946) о «противостоянии» олова и меди во Внешней и Внутренней зонах Тихоокеанского пояса в общем виде сохранила свою справедливость. Исключением, может быть, является лишь мегапровинция риолитовой линии с явными перспективами на промышленное прожилково-вкрапленное молибденово-медное оруденение. Наряду с этим теперь можно утверждать о гомогенности всего Тихоокеанского пояса по золоту, ртути, сурьме, серебру, свинцу и цинку. Эта группа элементов в равной мере представлена в крупных промышленных концентрациях в пределах всей Тихоокеанской инфраструктуры.

Однако и среди этих повсеместно распространенных элементов отчасти наблюдаются известные признаки концентрической зональности. Они проявляются в размещении месторождений определенной формационной принадлежности относительно ограничений Тихоокеанской

впадины. Об этом говорилось выше при рассмотрении размещения разных типов оруденения в пределах двух намеченных золотоносных концентров Тихоокеанской области.

Коснусь одного из геохимических аспектов проблемы типовых металлогенических ассоциаций, свойственных провинциям приконтинентального и приокеанического классов. Первоначальные разработки этой проблемы уже получили освещение в печати (Ициксон, 1964б).

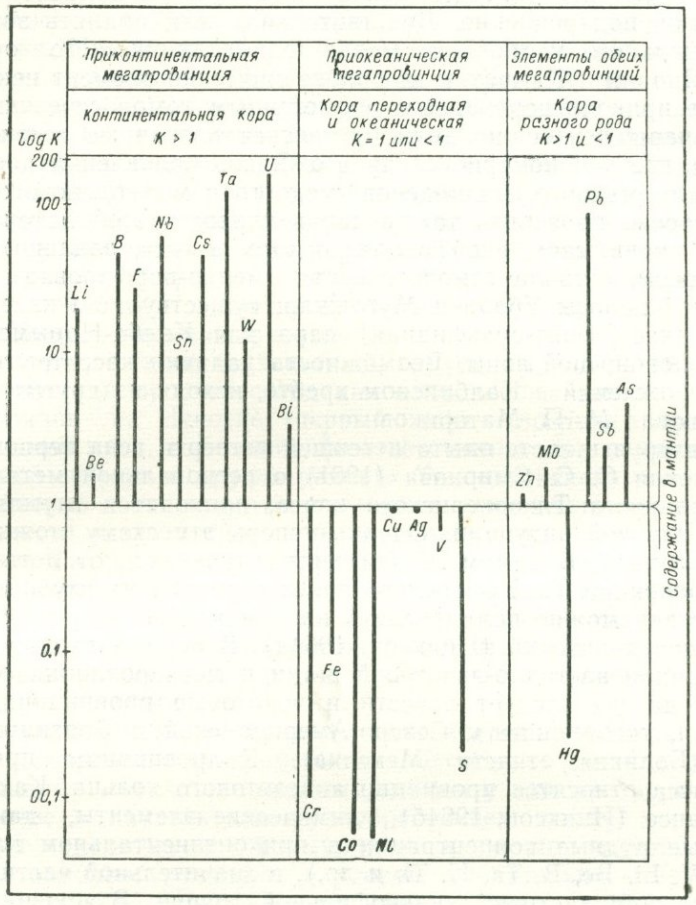


Рис. 7. Распределение металлогенных элементов, дающих рудные концентрации в приконтинентальной и приокеанической мегапровинциях Тихоокеанского кольца по величине коэффициента концентрации (K) (Ициксон, 1964б).

Основываясь на допущении Р. Дэли, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова и др., что состав каменных метеоритов (хондритов) отвечает составу мантии, мы вывели коэффициент концентрации (K). Он был принят как частное от деления кларка соответствующего металлогенного элемента на среднее содержание того же элемента в хондритах, т. е. в мантии. K отображает корово-мантийное отношение концентрации (Ициксон, 1964б).

По такому коэффициенту металлогенные элементы, дающие промышленные концентрации в Тихоокеанском кольце, удалось четко разделить на две группы (рис. 7).

1. Для ассоциации металлогенных элементов, дающих промышленные месторождения в провинциях приконтинентального класса с мощ-

ной сиалической корой $K>1$ или $\gg 1$. Следовательно, в приконтинентальных провинциях происходит концентрация металлогенных элементов в коре по сравнению с их исходным содержанием в мантии.

2. В провинциях приокеанического класса с субокеанической и переходной корой промышленные концентрации дают элементы, у которых $K=1$ или чаще $K<1$. Следовательно, в провинциях приокеанического класса происходит рассеяние металлогенных элементов относительно их содержания в мантии. Таким образом, элементы, дающие промышленные концентрации в Тихоокеанском кольце, можно подразделить на две ассоциации:

а) коровые ассоциации элементов, связанные с перераспределением и мобилизацией элементов в осадочно-гранитной и метаморфической оболочках. Такие элементы, как олово, уран, бериллий и другие, характерны для провинций континентальной области и вулканогенного пояса риолитовой линии;

б) мантийные ассоциации элементов, исходно связанные с мантией и базальтовым слоем: медь, серебро, сера, хром, кобальт, никель и др. Промышленные концентрации этих элементов наиболее характерны для провинций приокеанического класса, включая и андезитовую линию, т. е. характерны для структур с отсутствующим или редуцированным гранитным слоем и меньшей общей мощностью коры.

Таким образом, рассмотрение размещения металлогенических зон с учетом их глубинного строения и состава магматических образований на огромном пространстве Тихоокеанского сегмента Земли еще раз приводит к мысли о множественности типов металлогенического развития или, по крайней мере, к представлению о бифилетизме металлогенического развития (Ициксон, 1964а).

В экстермальных случаях можно говорить о двух разноглубинных рудогенерирующих ареалах и двух типах геологического и металлогенического развития: первый тип металлогенического развития — океанический, ювенильный, по типу ассоциированного магматизма — ортомагматический. В этом случае рудогенерирующие уровни исходно связаны с базальт-перидотитовым концентром верхней мантии и основания коры; второй тип — континентальный, возрожденный, а по типу ассоциированного магматизма — палингенный. В этом случае ювенильные процессы рудогенеза тесно переплетаются с развитием коры и ее гранитно-метаморфической оболочки, и рудные элементы, прежде чем концентрироваться в месторождениях, проходят сложный путь мобилизации и ремобилизации в процессе метаморфизма и корового магмообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Б. А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии. ДАН СССР, т. 121, № 6, 1958.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Титов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаукского вулканического пояса. В кн. Рудоносность вулканических образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, Магад. кн. изд-во, 1967.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геология, № 9, 1964.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959а.

Билибин Ю. А. О геохимических типах орогенических зон. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959б.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967.

Власов Г. М. Сравнение особенностей вулкано-плутонических поясов азиатской и американской частей Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.

Гальперин Е. И., Косминская И. П. (ред.) Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1964.

Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. Геохимия, № 8, 1970.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Иициксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в пределах северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудных месторождений, № 2, 1963.

Иициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 1, 1964а.

Иициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 11, 1964б.

Иициксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 1, 1966.

Иициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.

Иициксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В кн. Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Иициксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. Геотектоника, № 2, 1970.

Косов Б. М., Остроменцкий Н. М. Геолого-экономическая характеристика месторождений полезных ископаемых Чили. М., ВИЭМС, 1968.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1965.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР, М., Недра, 1969.

Материков М. П. К вопросу о внутриконтинентальных рудных поясах Азии, сопряженных с Тихоокеанским поясом. В кн. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., Наука, 1964.

Равич М. Г., Грикуров Г. Э. Антарктический вулканический пояс. Сов. геология, № 1, 1970.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. Вестник МГУ, геол., № 1, 1961.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Тихий океан, т. VI, гл. XXII. М., Наука, 1970.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.

Чердынцев В. В., Кадыров Н. Б., Новичкова Н. В. Происхождение железо-марганцевых конкреций Тихого океана по данным о радиоизотопах. Геохимия, № 3, 1971.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн. Земная кора. М., ИЛ, 1957.

В. С. Домарев

СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

ЗНАЧЕНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Стратиграфо-литологические данные являются основой геологического изучения любого региона и всей земной коры в целом. Так как интерпретация данных о радиометрическом возрасте пород и минералов в большинстве случаев достаточно сложна и не позволяет сделать однозначных выводов, то только на основе соотношений со стратифицированными толщами может быть установлен относительный возраст магматических пород и эндогенных рудных месторождений. Выяснение истории тектонического развития того или иного региона и выделение структурно-формационных зон также невозможно без данных о структуре, литологии и формационной принадлежности стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Эти элементарные истины нельзя забывать при попытках установить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Металлогенические исследования, ограниченные выяснением связи оруденения с магматическими породами или структурными элементами, не могут дать всей необходимой информации.

С этой точки зрения нельзя считать обоснованными попытки включать в содержание понятия магматической (или осадочной) формации связанные с породами данной формации месторождения. Это в известной степени оправдано только для тех полезных ископаемых, которые возникают совместно с породами данной формации (например, некоторые месторождения собственно магматической группы или залежи солей в галогенных осадочных формациях). В большинстве случаев месторождения образуются в результате длительных и разнообразных процессов; степень и форма их связи с магматическими или осадочными формациями могут быть весьма различными.

При металлогенических построениях необходимо учитывать, что стратифицированные осадочные породы непосредственно участвуют в образовании месторождений большинства как экзогенных, так и эндогенных образований, между которыми трудно провести резкую границу, поскольку в длительной истории генезиса рудных залежей в той или иной степени проявляются как экзогенные, так и эндогенные явления. Это относится к источникам материала, образующего месторождения, и к процессам его переноса, концентрации и последующих изменений. В силу этих причин в последнее время вошли в геологический обиход такие понятия, как вулканогенно-осадочные и осадочно-метаморфические месторождения, которые, впрочем, далеко не исчерпывают всех соотношений эндогенных и экзогенных процессов, обусловливающих происхождение рудных залежей.

Образование месторождений полезных ископаемых при вулканогенно-осадочном типе литогенеза является общепризнанным процессом, хотя роль его оценивается различно. По мнению некоторых исследователей (Дзоценидзе, 1965), вулканизм играл существенную роль в образовании стратиформных месторождений железа, марганца, меди и других металлов и, в частности, таких важных в промышленном отношении месторождений, как железистые кварциты. Другая группа исследователей отводит вулканизму в образовании стратиформных месторождений значительно более скромное место. По-видимому, наиболее широко принимается вулканогенно-осадочное происхождение некоторых типов месторождений марганца, железа (особенно железорудных месторождений типа Лан-Дилль) и колчеданных залежей.

Осадочно-метаморфические месторождения распространены весьма широко, поскольку постседиментационным изменениям подвержены все осадки, а четкую границу между экзогенными и эндогенными явлениями в ряду диагенез — метаморфизм установить трудно.

Сложное экзогенно-эндогенное происхождение могут иметь и собственно метаморфические месторождения, возникшие путем преобразования кор выветривания или осадочных пород. Закономерности размещения таких месторождений обусловлены как экзогенными, так и эндогенными процессами. Глубинные воды вадозного происхождения могут нагреваться под воздействием эндогенного тепла и участвовать в рудообразовании как высокотемпературные эндогенные растворы. С другой стороны, осадочные толщи, погружаясь на значительные глубины, освобождают часть той потенциальной энергии, которую они получили при осадкообразовании от солнца. По мнению В. И. Лебедева и В. М. Синицына (1968), этой энергии могут быть в значительной степени обязаны процессы метаморфизма, гранитного плутонизма и внутригеосинклинального складкообразования.

Участие и экзогенных и эндогенных процессов в образовании многих месторождений, по-видимому, в значительной мере обусловливает дискуссионность их генезиса. Это в первую очередь относится к группе так называемых телетермальных месторождений, которые до настоящего времени одними геологами трактуются как производные удаленных неустанавливаемых магматических источников, а другими — как осадочные образования, в той или иной степени измененные постседиментационными процессами. Высказывается также мнение, что по процессу первичного накопления вещества месторождения являются осадочными, а по источнику рудного вещества — вулканогенными. Различные мнения существуют также в отношении генезиса колчеданных залежей, месторождений скарновой формации и многих других типов.

Независимо от представлений о генезисе месторождений всеми исследователями учитывается роль осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в качестве вмещающей рудные залежи среды, обусловленная или общностью происхождения пород и полезного ископаемого (что в основном имеет место для осадочных и метаморфических месторождений) или литологическими особенностями пород. Физические свойства пород определяют их проницаемость для растворов, способность давать те или иные рудовмещающие полости при тектонических воздействиях; химический состав пород обусловливает их реакцию с рудообразующими растворами и способность оказывать то или иное влияние на осаждение растворенных соединений. Значение литологических факторов в образовании и размещении рудных месторождений в последнее время достаточно детально рассмотрено в литературе (Татаринов, 1959; Орлова, 1964).

Для размещения месторождений в пространстве и времени важны не только свойства отдельных разновидностей пород, но и геологические условия образования и нахождения некоторой их совокупности,

определяемой термином «формация». О содержании этого термина среди геологов нет единого мнения, но общеизвестное определение Н. С. Шатского, по нашему мнению, наиболее удобно для металлогенических построений. Различные другие представления о формациях рассмотрены Н. П. Херасковым (1952) и многими другими.

РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В РАЗМЕЩЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Связь рудных месторождений с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями обусловливается различными факторами. Для осадочных месторождений эта связь вполне понятна; что касается эндогенных месторождений, то, возникая в определенных геотектонических условиях, они приурочиваются к соответствующим структурно-формационным зонам и, естественно, связаны с другими геологическими образованиями этих зон прежде всего в пространстве и времени. Этим определяются соотношения между теми или иными формациями месторождений и осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Значение последних в размещении месторождений зависит, помимо отмеченных выше литологических особенностей пород, способствующих образованию залежей, от наличия в осадочных толщах водоносных горизонтов, степени участия материала пород в составе рудоносных растворов и возникающих руд и стратиграфического положения осадочных формаций.

Участие вод вадозного происхождения в генезисе эндогенных месторождений не вызывает сомнений, хотя количественная сторона этого участия оценивается совершенно различно. К осадочным и эффузивно-осадочным толщам приурочены горизонты подземных вод, число и водообильность которых зависит как от условий образования пород и, следовательно, их состава и строения, так и от истории их существования (глубины захоронения, тектонической нарушенности, степени метаморфизма и т. д.). Степень минерализованности вод и состав растворенных соединений также зависят от ряда факторов и могут быть весьма разнообразными. Воды водоносных горизонтов состоят из седиментационных и инфильтрационных вод, иногда различного возраста, присутствующих в различных количественных соотношениях. Генезис минерализованных вод и рассолов является дискуссионным. В той или иной степени они сохраняют особенности вод бассейнов первичной седиментации, но в окончательном виде состав вод формируется при их метаморфизме в продолжение постседиментационных процессов, при которых существенное значение имело взаимодействие вод с вмещающими породами, влиявшее на состав растворенных в них твердых компонентов и газов.

Минерализованные воды, особенно хлоридно-натриево-кальциевого и хлоридно-натриевого состава, являются активными растворителями рудных компонентов пород и могут играть существенную роль в процессах минералообразования. Об этом свидетельствуют, в частности, обнаруженные в последние годы в различных регионах металлоносные термальные рассолы.

Металлоносный рассол, полученный из скважины с глубины 1569 *м* в Южной Калифорнии, содержащий значительные количества меди, серебра и других металлов, по всем показателям не отличается от рассолов соленосных седиментационных бассейнов, и гипотеза о его магматогенной природе не оправдана (Смирнов, 1967). На п-ве Челекен в верхней половине красноцветной толщи неогена на мощности 1000 *м* вскрыто 11 водоносных горизонтов хлоридных натриево-кальциевых вод, содержащих, кроме извлекаемых из них йода и брома,

различные металлы и в том числе свинец, цинк и медь. По примерным подсчетам эксплуатируемые скважины выносят в год 300—350 *т* свинца, 48—50 *т* цинка и 24—35 *т* меди, а за все время эксплуатации месторождения вынесено около 8000 *т* свинца, 900 *т* цинка, 600 *т* меди, 400 *т* кадмия (Лебедев, Никитина, 1968). В стволах скважин, вскрывающих хлоридно-натриевые воды, происходит отложение самородного свинца. В случае смешения таких вод с углекислыми гидрокарбонатно-натриевыми отлагается арагонит (Лебедев, Бугельский, 1967).

Горячие рассолы, изливающиеся в глубоких впадинах Красного моря, содержат железо, марганец и цветные металлы. Пестроцветные осадки глубоких впадин содержат гетит, аморфную смесь гидроокислов железа с кремнеземом, богатый железом монтмориллонит, сфалерит, пирит, халькопирит, манганосидерит, магнетит, тодорокит и другие минералы. Силикаты и сульфиды концентрируются в осадках более глубоких частей впадин и количество их уменьшается с уменьшением глубины; распределение окислов и гидроокислов обратное (Bischoff, Ross, 1967; Батурин и др., 1969).

Приведенные по отложениям рассолов Челекена и Красного моря данные свидетельствуют о том, что руды могут отлагаться из вод вадозного происхождения как в виде осадков в подводных условиях, так и в порах, пустотах или трещинах в толщах пород, содержащих водоносные горизонты или перекрывающих их. По мнению А. М. Овчинникова (1968), различными минеральными образованиями фиксируются древние очаги разгрузки напорных вод.

Необходимо отметить, что генезис рудообразующих растворов не решается вполне однозначно и, несмотря на весьма убедительные данные, говорящие за их вадозное происхождение, некоторыми авторами высказываются предположения о глубинном источнике. Для решения вопроса о происхождении вод, помимо геологических материалов, привлекаются данные об изотопном составе кислорода и водорода, но бесспорных выводов пока нет, хотя некоторые авторы делают вполне определенные заключения.

Крэг (Craig, 1966) по содержанию дейтерия и O^{18} в соленых термальных растворах Красного моря и рассолах оз. Салтон в Калифорнии пришел к заключению, что их воды имеют вадозное происхождение и высказывавшиеся мнения об их ювенильности ошибочны. Уайт (White, 1968) привел данные по изотопному составу водорода и кислорода в воде включений, в различных минералах свинцово-цинковых месторождений вблизи гранодиоритового штока Провиденсиа в Мексике и долины р. Миссисипи в США, в геотермальных водах района оз. Салтон и Красного моря, в меденосных сланцах Нонезач в Мичигане. Происхождение вод всех этих объектов, по мнению Уайта, сложно и не вполне понятно, но во всех рассмотренных случаях, кроме, может быть, месторождения Мексики, они являются вадозными. С этим выводом согласуется и обычный состав водных растворов включений.

Помимо подземных седиментационных и инфильтрационных вод, осадочные толщи освобождают воду при их метаморфизме, в результате уплотнения породы и минералогических изменений. Количество метаморфогенных вод может быть весьма значительным. Роль таких вод в мобилизации, переносе и отложении минерального вещества в основном зависит от условий, в которых они освобождаются из метаморфизуемых толщ осадочных пород. Растворы, возникающие при метаморфизме в условиях фации зеленых сланцев, дают большое число различных минеральных образований, в то время как растворы амфиболитовой фации приводят в основном к выносу рудогенных компонентов за пределы подвергающихся метаморфизму пород, с возможной концентрацией их в более благоприятных геологических условиях. Многими авторами разрабатывались представления о происхождении ру-

дообразующих растворов при процессах гранитизации, и в какой-то мере подобные явления, по-видимому, действительно имеют место. Близка к этим представлениям и гипотеза Г. Шнейдерхена о регенерации месторождений, также не лишенная некоторых оснований, но в предложенном автором виде противоречащая фактам и не получившая дальнейшего развития.

Все сказанное заставляет считать, что весьма существенную помощь в выяснении роли той или иной формации в закономерности размещения месторождений может оказать изучение палеогидрогеологической обстановки периода рудообразования. Изучение палеогидрогеологии Сибирской платформы позволило И. К. Зайцеву и Е. А. Баскову сделать ряд выводов о генезисе магномагнетитовых месторождений Ангаро-Илимского района и некоторых других месторождений области (Зайцев, Басков, 1961; Басков, 1965).

Сложность палеогидрогеологической реконструкции сильно тектонически нарушенных складчатых областей затрудняет использование гидрогеологических данных при изучении генезиса месторождений и выяснение значения осадочных формаций в их размещении, но решение этих вопросов без учета роли подземных вод не может быть достаточно полным.

Весьма существенное значение имеют осадочные и осадочно-эффузивные толщи в качестве источника материала рудных месторождений. Метаморфогенные образования полностью или почти полностью состоят из материала пород литосферы, переотложенного на месте или перенесенного на большее или меньшее расстояние. Вадозные воды, в той или иной степени участвующие в образовании эпигенетических месторождений, содержат извлеченные из пород рудогенные и петрогенные элементы, входящие затем в состав рудных залежей.

Участие материала осадочно-вулканогенных толщ в образовании различных месторождений установлено как непосредственными геологическими наблюдениями многочисленных исследователей, так и изучением изотопного состава свинца и серы руд. Образование крупных магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского района, сопровождаемых скарнами и приуроченных к осадочно-эффузивной толще карбона, связано с выщелачиванием железа из основных эффузивов, на месте которых возникают безжелезистые скаполитовые и альбитовые породы, и переотложением его в форме рудных залежей. Изменению эффузивов и переотложению железа способствовало наличие в составе осадочно-эффузивной толщи галогенных отложений, обусловивших хлоридно-натровый или хлоридно-натро-кальциевый состав вод. Для уточнения данных о процессе рудообразования в этом случае большое значение могла бы иметь палеогидрогеологическая реконструкция.

Образование жилообразных полиметаллических месторождений Восточного Карамазара связано с переотложением металлов, присутствовавших в рассеянном состоянии в рудовмещающих эффузивах (Домарев, Болдырева, 1969). Источником металлов месторождений грейзеновой формации могут быть биотит и полевые шпаты гранитоидов, преобразуемые под действием горячих растворов (Барабанов, 1968).

Осадочные породы являются источником металлов руд месторождений и других типов. Такое происхождение, по мнению Китла (Kittl, 1965), имеет золото золотоносных жил Аргентины. По данным Бойла (Boyle, 1965), источником металлов свинец-цинк-серебряных месторождений района Кено-Хилл — Галена-Хилл в Юконе могут быть зеленокаменные породы, графитовые сланцы и кварциты. Извлечение марганца из вмещающих пород при гидротермальных процессах отмечается в Султан-Уиз-Даге (Свириденко и др., 1966).

К выводу о том, что «источником рудных элементов в гидротермальных продуктах могут быть любые, в большинстве случаев осадочные и метаморфические породы», пришел И. М. Мерцалов (1964). По мнению А. М. Добряньского (1964), ртутные руды Никитовского месторождения отложены мобилизованными гидротермальными растворами, связанными с метаморфизмом терригенных осадочных пород.

Изучение изотопного состава свинца и серы руд эндогенных месторождений или месторождений дискуссионного генезиса приводит к выводу, что во многих случаях эти элементы извлечены при рудообразовании из вмещающих пород (Петровская, 1965). Даже в магматических медно-никелевых месторождениях Норильского района часть серы руд, по мнению А. П. Виноградова и Л. Н. Гриненко (1966), была заимствована из осадочных коровых пород путем их ассимиляции, что явилось одним из важных факторов, способствовавших выделению сульфидов из магм.

По данным А. И. Тугаринова и А. В. Змеенковой (1960), изотопный состав свинца рудных залежей и магматических пород, с которыми они связаны, показывает, что существует преемственность вещества земной коры интрузиями с последующим переотложением его в виде рудных залежей, без видимого участия ювенильного вещества мантии. Рудный свинец и другие металлы являются продуктом длительной эволюции вещества земной коры, и рассеянные в породах элементы могут являться важным источником рудного вещества эндогенных месторождений.

В рассмотренных случаях материал осадочных и эффузивных пород непосредственно входит в состав вновь возникающих руд или рудообразующих растворов. Некоторые авторы, связывающие процессы эндогенного рудообразования с магматическими явлениями, придерживаются мнения о воздействии вмещающих пород на состав или поведение интрузивной магмы, чем определяется их влияние на характер связанных с соответствующей магмой месторождений.

Таковы представления А. П. Никольского (1955) и Х. М. Абдуллаева (1954) о роли ассимиляции пород литосферы кислыми магмами в образовании связанных с последними месторождений и мнение Кеннеди (Kennedy, 1948) о том, что только магмы, образующиеся путем плавления пород, в которых рудные элементы сконцентрированы осадочным процессом, могут дать флюиды одновременно богатые водою и рудными элементами. Барт (1962) высказал мнение, что само «возникновение разнообразия изверженных пород обусловлено осадочными процессами».

Эти и другие представления свидетельствуют о том, что большое значение осадочных толщ в качестве источника вещества эндогенных месторождений является общепризнанным, но требует дальнейшего изучения, в первую очередь путем специального сбора фактического материала.

Стратиграфические факторы размещения эндогенных месторождений имеют в основном региональное значение, поскольку большинство рудных формаций широко распространено во времени и в различных регионах месторождения одной формации могут быть весьма разнообразными по возрасту (Домарев, 1968).

Возможными исключениями из этой закономерности являются метаморфогенные месторождения формаций железистых кварцитов и золото- и урановосных конгломератов типа Витватерсранда, известные пока только в докембрии. Железистые кварциты распространены главным образом в архее, ранне и среднем протерозое, причем во многих случаях образования первого периода представлены эффузивно-осадочными толщами, а второго — осадочными. Железистые кварциты моложе малохинганских (нижний кембрий) неизвестны; постпротеро-

зойские золото- и ураноносные конгломераты пока тоже неизвестны, но исключать возможность нахождения таковых нет еще достаточных оснований.

Общий стратиграфический контроль осадочных месторождений для некоторых полезных ископаемых проявлен достаточно хорошо.

Месторождения отдельных рудных формаций распределены во времени очень неравномерно, но это не дает достаточных оснований для оценки перспектив конкретных регионов.

СВЯЗЬ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ С ОСАДОЧНЫМИ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Связь рудных месторождений с определенными формациями хорошо устанавливается в отдельных районах благодаря приуроченности месторождений и осадочных формаций к одним и тем же структурно-формационным зонам и вследствие других, рассмотренных выше факторов.

Устанавливается также общая пространственная связь осадочных и осадочно-вулканогенных формаций с месторождениями, характерными, например, для различных этапов развития подвижных зон. Менее изучен вопрос о непосредственной связи определенных типов месторождений с определенными формациями, и мы остановимся лишь на некоторых примерах, для которых такая связь представляется наиболее ясной.

Пестроцветные формации широко распространены среди образований различного возраста. Они слагаются отложениями различных фаций — прибрежными фациями мелководных морей, лагунными, дельтовыми, речными, болотными, а на плато Колорадо также эоловыми. Литологический состав пестроцветных формаций довольно разнообразен. Преобладающими породами являются песчаники и алевролиты, сопровождаемые глинистыми сланцами или аргиллитами, пластами мергелей, известняков и внутриформационных конгломератов. В некоторых районах в состав пестроцветных толщ входят пласты черных сланцев и слои гипса.

Пестроцветные толщи характеризуются линзовидным характером отдельных слоев, местными размывами, устанавливаемыми по наличию внутриформационных конгломератов, косой слоистостью, обилием знаков ряби на плоскостях пластов песчаников и алевролитов, трещин усыхания, растительных остатков и т. п.

Пестроцветные формации можно рассматривать как субформации красноцветных, отличающиеся от последних различной окраской отдельных пластов, причем происхождение серых, зеленоватых и белых окрасок, перемежающихся с красными, может быть различным. Частью они являются первичными седиментационными, частью обязаны постседиментационным изменениям первичных осадков.

С пестроцветными толщами связаны месторождения меди, свинца, цинка, кобальта, урана, ванадия и некоторых других металлов. Генезис многих из этих месторождений вызывает разногласия, и наряду с представлениями о первично осадочном их происхождении и об инфильтрационном отложении рудных компонентов распространено мнение об их принадлежности к особой «телетермальной» группе эндогенных образований. К этой группе относят некоторые месторождения формации медистых песчаников, обнаруживающих те или иные следы постседиментационного переотложения материала. Хорошим примером является Джезказган, телетермальное происхождение которого до сих пор принимается многими геологами Казахстана.

Свинцово-цинковое оруденение в пестроцветных формациях в ряде случаев тесно связано с медным (например, в Джезказгане).

К телетермальным образованиям иногда относят и некоторые, приуроченные к пестроцветным толщам урановые месторождения, в частности, месторождения плато Колорадо и месторождение Шинколобве в Катанге.

Экзогенное происхождение ванадиевых месторождений в большинстве случаев более очевидно.

Карбонатные формации. Карбонатные слои присутствуют в разнообразных карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных формациях, образующихся в различных палеогеографических и геотектонических условиях. Выше отмечено присутствие карбонатных слоев в пестроцветных толщах и наряду с этим широкое распространение карбонатов в цементе терригенных пород. В некоторых регионах карбонатные породы образуют более или менее мощные пачки, сменяющие песчанико-сланцевые слои вверх или вниз по стратиграфическому разрезу. Такие известняковые пачки имеются в нижней части меденосной пестроцветной формации нижнего мела в районе Кугитанга (Туркмения), где они наряду с терригенными слоями несут медную минерализацию. В северо-западной части меднорудного пояса Замбии—Катанги медное оруденение приурочено к карбонатным породам — «доломитам» верхнего роан, перекрывающим толщу нижнего роан, вмещающую месторождения Замбии. Доломиты верхнего роан частью сильно «загрязнены» терригенным материалом.

Среди собственно карбонатных наибольший интерес в отношении рудоносности имеют формации, образующиеся в условиях мелководных бассейнов в поздние этапы развития подвижных зон или в платформенных условиях. Для этих толщ характерна приуроченность к ним свинцово-цинковых месторождений, относящихся к весьма распространенной рудной формации «свинцово-цинковых залежей в карбонатных породах», образующихся преимущественно в условиях аридного климата, о чем свидетельствуют обычная магнезиальность карбонатных толщ и их более или менее близкое соседство с галогенными формациями.

Для металлогенических построений весьма существенным является широкое площадное распространение карбонатных формаций в определенных провинциях и столь же широкое распространение в них рудной минерализации. Примерами такого распространения могут являться свинцово-цинковые провинции долины р. Миссисипи, Верхней Силезии, Казахстана, Средней Азии и др. Девонские карбонатные толщи последнего региона вмещают многочисленные месторождения Каратау, Западного Карамазара и других площадей. Среди этих месторождений имеются залежи вкрапленных руд в пластах доломитизированных известняков, залежи богатых сплошных сульфидных руд, часто секущие напластование (но не выходящие за пределы пород формации), а также трубообразные и неправильной формы рудные тела, залегающие вблизи контактов карбонатных толщ с интрузивами и сопровождающиеся скарнами (Алтынтопкан, Кансай и др.). Приуроченность всех месторождений к одной стратиграфической толще карбонатных пород позволяет предполагать, что последняя является источником рудного материала, подвергшегося перераспределению под воздействием различных факторов.

Интересной и перспективной областью распространения рудоносных карбонатных толщ является юго-западное обрамление Сибирской платформы. Верхнепротерозойские карбонатные формации этого региона вмещают Горевское месторождение Енисейского кряжа, Таборное и другие месторождения Северо-Западного Прибайкалья. Можно ожидать, что рассматриваемый регион представляет собой огромную рудную провинцию, в пределах которой будут открыты еще многочисленные месторождения свинцово-цинковых руд в карбонатных породах верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (Домарев, 1966; Кормилицын и др., 1966).

Помимо медных и свинцово-цинковых месторождений, карбонатные формации вмещают киноварные руды, например, в северном крыле Курайского разлома в Горном Алтае (Pt), на западном склоне Кугиганга в Туркмении (J) и в других регионах. К карбонатным толщам приурочены и некоторые месторождения сидеритовых руд (Урал), генезис которых также вызывает разногласия.

Формации черных сланцев. Среди литологических разностей пород рудоносных пестроцветных формаций выделяются глинистые или глинисто-карбонатные слои, сильно обогащенные углистым материалом биогенного происхождения, вследствие чего породы имеют темно-серый или черный цвет. Восстановительная обстановка, в которой отлагаются такие слои, способствует обогащению их различными металлами, концентрирующимися в виде более или менее густой вкрапленности сульфидов. Черные сланцы (мергели), содержащие остатки растений и рыб, являются рудным горизонтом мансфельских медистых сланцев. Такие же рудоносные породы имеются в меденосных толщах Силезии, среди пермских медистых песчаников Приуралья и в других районах. Вне пестроцветных толщ черные сланцы могут входить в состав сероцветных глинисто-кремнисто-карбонатных толщ, в которых углистым материалом обогащены не только глинистые, но и карбонатные породы, а также слагать отдельные пласты или небольшой мощности пачки типа «квасцовых сланцев» Скандинавии в серии осадочных толщ. Черные сланцы обычно обогащены сульфидами, и Мармо (Marmo, 1960) предлагает называть их сульфидно-графитовыми.

Общие литологические особенности черных сланцев позволяют относить включающие их толщи и пачки к одной формации, которую для краткости удобно называть черносланцевой.

К толщам формации черных сланцев в некоторых районах приурочиваются стратиформные месторождения меди, свинца, цинка, ванадия и урана, во многих же случаях они характеризуются лишь повышенными кларками перечисленных и многих других металлов. Сланцы с такими повышенными кларками представляют интерес не только как потенциально-промышленные объекты будущего, но и как источники металлов более богатых рудных залежей. Так, например, широко распространенные в Канаде черные «сульфидные» сланцы, содержащие различные металлы осадочного происхождения, по мнению Бойла (Boyle, 1968), могли быть источником свинца, цинка и серебра некоторых отмеченных выше месторождений Юкона, а также золота жил группы Мегама в Новой Шотландии и серебра руд месторождения Кобальт.

Г. Тишендорф (1968) считает, что различные цветные и редкие металлы минерализованной жилы около Тилькероде заимствованы из черных углистых граптолитовых сланцев венлока. Породы нижнекембрийских и нижнеордовикских углисто-кремнисто-сланцевых формаций, широко распространенных в Тянь-Шане, характеризуются повышенным (местами до промышленного) содержанием фосфора, ванадия, молибдена и других металлов (Адышев, 1968). Повышенные, частью приближающиеся к промышленным, количества урана содержат черные сланцы Чатаннуга в США, а также нижнепалеозойские квасцовые сланцы Швеции.

Аномально низкие содержания изотопа S^{34} в сульфидах двух линз колчеданного месторождения Левиха XIV (Урал) позволяют некоторым геологам делать предположение о происхождении части серы из битуминозных или углистых пород (Гриненко и др., 1969). Углисто-кремнистые сланцы Ишимской дуги характеризуются промышленно интересными содержаниями ванадия, фосфора, железа и марганца.

Если согласиться с Мармо (Marmo, 1960) и другими авторами в оценке роли черных сланцев как источника рудных компонентов эндогенных месторождений, то изучение их состава и распространенности

может представить большой интерес для металлогенических построений и прогнозов на эндогенное оруденение.

Спилито-кератофировая формация. Осадочно-вулканогенные толщи, относящиеся к спилито-кератофировым формациям, сложены различными основными и кислыми вулканитами и перемежающимися с ними осадочными слоями. Они образуются в условиях подводного вулканизма и, как правило, в той или иной степени метаморфизованы. Характерными рудными месторождениями, связанными со спилито-кератофировыми формациями, являются сульфидные и сульфидно-баритовые залежи различного минерального состава, обычно для краткости называемые колчеданными.

В отдельных металлогенических провинциях могут быть распространены колчеданные залежи характерного именно для этой провинции состава. Так, месторождения Урала представлены серноколчеданными залежами, залежами медистых и медно-цинковых руд. На Рудном Алтае более характерны залежи существенно галенито-сфалеритовых руд, наряду с которыми присутствуют также серноколчеданные и медистые колчеданы. На Салаире галенито-сфалеритовые залежи содержат значительные количества барита и имеются также залежи серноколчеданные и медистых колчеданов. Своеобразными месторождениями Салаира являются гематито-баритовые залежи, которые по геологическим условиям нахождения вполне соответствуют колчеданным (Домарев, 1956).

Руды месторождений различных районов и различного состава содержат неодинаковые в количественном и качественном отношении сопутствующие компоненты: золото, серебро, кадмий и др. Существуют залежи, обладающие специфическим минеральным составом; в шведском месторождении Болиден, например, в значительных количествах присутствует арсенопирит.

Закономерности размещения колчеданных залежей разного состава в одной провинции еще недостаточно изучены, но, по-видимому, они приурочены к различным стратиграфическим уровням, будучи связаны в своем образовании с различными фазами вулканизма.

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Формации, образующиеся в различных палеоклиматических и геотектонических условиях, обладают теми или иными особенностями. Набор формаций в различных провинциях зависит от особенностей геологического развития последних и далеко не одинаков. Л. В. Рухин (1961) выделяет три группы формаций, характерные признаки которых связаны с геотектоническими условиями их происхождения: геосинклинальные, переходные и платформенные. Распределение формаций во времени и пространстве зависит от истории геологического развития соответствующих регионов.

Установление стадийности в развитии подвижных зон позволило выделить осадочные и осадочно-вулканогенные формации, характерные для последовательных этапов этого развития. Для начальных и ранних этапов развития подвижных зон особенно характерны глинисто-сланцевые, углисто-кремнистые, вулканогенно-осадочные, кремнисто-яшмовые и морские карбонатные формации (Общие принципы..., 1956). Для средних этапов наиболее характерны флишевые и карбонатные формации, а для поздних и конечных этапов — молассовые пестроцветные и красноцветные, терригенно-карбонатные, угленосные, галогенные и другие, выделяемые Л. Б. Рухиным и другими исследователями в группу переходных. Последовательность образования формаций того или другого этапа строго не выдерживается, а в складчатых

областях полицикличного развития те или иные формации во времени могут повторяться. Пространственное размещение формаций в пределах складчатых областей обусловливается особенностями развития отдельных структурно-формационных зон. М. В. Муратов и В. М. Цейслер (1968) считают возможным в пределах складчатых геосинклинальных областей выделить три «парагенезиса формаций», отвечающих: 1) геосинклинальным прогибам, 2) геосинклинальным поднятиям, 3) срединным массивам. Для геосинклинальных прогибов и поднятий характерны вулканогенные, вулканогенно-осадочные, глинисто-сланцевые, флишевые, граувакковые, известняковые формации, относящиеся, по схеме ВСЕГЕИ, к ранним и средним этапам.

Геоантиклинальные формации, как правило, обладают сокращенными мощностями разрезов с многочисленными внутриформационными перерывами.

Формации чехла срединных массивов, по мнению М. В. Муратова и В. М. Цейслера, в сущности представляют собой формации чехла «молодых» платформ, переработанных геосинклинальными процессами. Среди них выделяются формации кварцевых полимиктовых песчаников, слоистых известняков и мергелей, красноцветные и угленосные. Формации поздних и конечных этапов являются «орогенными» и «нередко выделяются под общим названием молассовых». Их можно подразделить на формации краевых прогибов, формации межгорных впадин и формации горных массивов, причем каждому подразделению отвечает свой набор формаций.

Различные другие предложения по выделению и классификации осадочных формаций сделаны рядом авторов на совещании по геологическим формациям, состоявшемся в 1968 г. во ВСЕГЕИ, однако значение выделенных подразделений для металлогенических исследований пока еще недостаточно выяснено.

Пространственное размещение формаций в пределах складчатых областей дает основание для выделения структурно-формационных зон и, следовательно, для общей перспективной оценки соответствующих металлогенических провинций. Наличие формаций, с которыми связаны характерные группы рудных месторождений, позволяет более определенно оценивать отдельные металлогенические зоны. Так, в металлогенических зонах начальных и ранних этапов распространены метасоматические сульфидные и сульфидно-баритовые залежи колчеданного типа, связанные со спилито-кератофировыми формациями. Эти месторождения, как правило, приурочиваются к областям начальных геосинклинальных прогибов. Породы андезито-базальтовой формации часто несут медную минерализацию (самородная медь и сульфиды), редко достигающую промышленных концентраций.

Карбонатные формации ранних этапов при наличии соответствующих интрузий могут явиться благоприятным критерием прогноза на скарновые контактовые месторождения железа и меди, в наибольшей степени возникающие в ранние этапы развития подвижных зон. Углисто-кремнистые формации (формации черных сланцев) должны учитываться как возможный источник переотложенных при эндогенных процессах металлов.

Сланцевые формации средних и частично, может быть, поздних этапов в ряде провинций характерны для районов проявления оловянных месторождений. Такая пространственная связь объяснялась А. П. Никольским ассимиляционной специализацией «рудоносных» гранитных магм, а по мнению Ю. А. Билибина, обусловлена близким по времени образованием соответствующих сланцевых формаций и «рудоносных» гранитоидов, поскольку и те и другие характерны для средних этапов развития подвижных зон.

Из осадочных формаций поздних и конечных этапов наиболее интересны в отношении связи с ними рудных месторождений пестроцветные (с рудами меди, свинца, цинка, урана, ртути) и карбонатные (со свинцово-цинковым, медным и ртутным оруденением). Эти формации и связанное с ними оруденение образуются до завершения геосинклинальных тектонических процессов, вследствие чего в месторождениях проявляется минералообразование эндогенного типа и генезис оруденения вызывает разногласия. Месторождения так называемого телетермального типа приурочены к позднегеосинклинальным депрессиям — наложенным, межгорным и краевым прогибам.

Осадочные формации платформенного чехла отличаются от геосинклинальных значительно меньшей мощностью и низкой степенью или даже отсутствием метаморфизма слагающих их пород. Последнее особенно относится к породам кор выветривания и к молодым кайнозойским осадкам, большей частью не претерпевшим даже существенной литификации. Среди толщ таких пород эндогенное рудообразование отсутствует.

Среди консолидированных пород толщ платформенного чехла выделяются формации как континентального, так и морского происхождения, причем некоторые из них весьма сходны с соответствующими формациями поздних и конечных этапов развития подвижных зон (формации переходного типа).

Наиболее интересны в отношении полезных ископаемых угленосные, бокситовые, железистые (Л. Б. Рухин выделяет угленосно-бокситово-железистые формации), галогенные, терригенные и терригенно-карбонатные пестроцветные и карбонатные формации. С последними двумя группами формаций, так же как и с близкими им формациями переходного типа, связаны стратифицированные месторождения меди, свинца, цинка, урана и других металлов. В соответствии с незначительной метаморфизованностью пород платформенного чехла в приуроченных к ним месторождениях хорошо сохраняются первично осадочные черты, что особенно относится к залежам бокситов и железных руд. Медное свинцово-цинковое и урановое оруденения часто представлены более или менее рассеянной вкрапленностью рудных минералов и во многих случаях отличаются от геосинклинальных бедностью руд. Однако постседиментационная миграция и переотложение рудных компонентов, местами приводящая к концентрации металлов, проявляются в условиях диагенеза и катагенеза, вследствие чего наличие богатых рудных залежей в платформенных отложениях не исключено, доказательством чему служат некоторые урановорудные залежи и месторождения плато Колорадо.

Несмотря на то, что платформенные месторождения лучше, чем геосинклинальные, сохраняют первично осадочные черты, все же постседиментационные преобразования, обусловливающие эпигенетическое минералообразование, позволяют некоторым исследователям связывать их происхождение с эндогенными процессами. Это, в частности, относится, к полиметаллическим месторождениям района рек Миссисипи и Миссури, генезис которых до сих пор вызывает разногласия, и одним из распространенных взглядов является представление об их «телетермальном» происхождении. Другое мнение о роли эндогенных процессов в образовании этих месторождений сводится к представлению о выносе металлов в бассейн седиментации из глубинных зон Земли.

Не останавливаясь на рассмотрении обоснованности тех или иных представлений, можно отметить, что вне зависимости от них основным контролирующим элементом размещения месторождений являются определенные формации осадочных пород, занимающие в конкретных районах то или иное стратиграфическое положение. Так как в пределах формации рудоносными являются лишь отдельные горизонты, ино-

гда характерного литологического состава, существенное значение при металлогеническом исследовании приобретает стратиграфо-литологический контроль оруденения.

Фундаментом древних платформ служат более или менее интенсивно метаморфизованные и тектонически нарушенные докембрийские толщи, слагающие также и щиты. Относительно слабо метаморфизованные породы большей частью имеют верхнепротерозойский возраст, и среди них выделяются те же формации, что и среди более молодых отложений складчатых областей и платформ. Восстановление первичного облика сильно метаморфизованных парапород — задача не всегда легко разрешимая. Тем не менее среди средне-нижнепротерозойских и частью архейских пород выделяются некоторые сходные с молодыми формации с характерным для них оруденением.

Характеристика формаций зон автономной активизации вызывает затруднения прежде всего потому, что в настоящее время нет единых представлений о том, какие области должны быть отнесены к этой категории. Районы, относимые одними исследователями к зонам автономной активизации, по мнению других, возникли в процессе развития геосинклинальной области или платформы.

По данным А. Д. Щеглова (1967), в зонах активизации могут быть распространены различные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации, а из осадочных — пестроцветные, карбонатные, угленосные. Какие эндогенные месторождения связаны с этими формациями и каковы их особенности в настоящее время еще не изучено.

РУДОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эволюция типов литогенеза в истории Земли, рассмотренная Н. М. Страховым (1963), в известной мере характеризует и эволюцию образования осадочных месторождений, главным образом нерудных полезных ископаемых. О распространении во времени отмеченных выше рудоносных формаций можно привести следующие данные.

Весьма интересные в отношении рудоносности пестроцветные формации, возникающие и в геосинклинальных (в поздние этапы) и в платформенных условиях, распространены во времени весьма широко. Приуроченные к толщам этой формации медистые песчаники и сопутствующее меди оруденение известны в отложениях от неогенового до нижнепротерозойского возраста, а в сильно метаморфизованном виде присутствуют, по-видимому, и в более древних образованиях (Домарев, 1968). Нижнепротерозойская терригенная толща, вмещающая Удоканское месторождение, относительно сильно метаморфизована, вследствие чего возникшие в окислительных условиях красно-бурые окраски пластов, обязанные присутствию окислов и гидроокислов железа, изменены на серо-зеленые. Тем не менее, общий характер толщи не приобрел каких-либо существенных отличий от более молодых. По фациальным и литологичским особенностям пород, закономерностям распределения минералов толщи всех возрастов обнаруживают большое сходство и направленных возрастных изменений в них при современном состоянии знаний установить нельзя.

Рудоносные толщи карбонатных формаций также относятся к образованиям различного возраста — от третичного до протерозойского. Однако старейшие из известных свинцово-цинковых месторождений в собственно карбонатных толщах имеют позднепротерозойский возраст, а более древние стратиформные месторождения свинца и цинка (например, австралийские месторождения Брокен-Хилл и другие, абсолютный возраст которых определяется примерно в 1650 млн. лет) приурочены к терригенно-карбонатной толще. Является ли это следст-

вием осадкообразования или обусловлено степенью изученности в настоящее время решить нельзя.

Крупные стратиформные месторождения цветных металлов в формациях черных сланцев известны, главным образом, в докембрии. Они распространены в Восточной и Северной Австралии, где к ним приурочены стратиформные месторождения меди, формации медистых песчаников, а также урана, свинца и цинка, в районах Маунт-Айза и Рам Джангл. Формация черных сланцев сложена в этих районах черными глинистыми, туфогенными и доломитовыми сланцами, темно-серыми доломитами и кремнистыми породами. К сильно метаморфизованным породам, по-видимому, такой же формации приурочены рудоносные зальбанды Скандинавии также докембрийского возраста. К более молодой (мезозойской) толще черносланцевой формации приурочены стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в Новой Каледонии, но вообще в постпротерозойских черносланцевых формациях большого числа месторождений пока не установлено.

Черносланцевые формации образуются в ранние этапы развития подвижных зон в начальных прогибах, где они нередко представлены углисто-кремнистыми и углисто-кремнисто-карбонатными толщами, иногда сопровождающимися слоями вулканогенного происхождения. В платформенных условиях черные сланцы образуют отдельные пласты и пачки иногда небольшой мощности. В целом эти формации и их рудоносность еще недостаточно изучены, но, несомненно, они заслуживают большего внимания.

Широко распространены во времени осадочно-вулканогенные формации типа спилито-кератофировых. Связанные с ними колчеданные месторождения известны во многих регионах различных континентов, и возраст их варьирует от третичного до архейского. Отдельные месторождения имеют свои особенности, но для суждения о том, в какой степени эти особенности связаны с возрастом месторождений, а в какой степени отражают провинциальные черты, данных нет и получение их тем более затруднительно, что степень метаморфизма месторождений различна и особенно значительна в древнейших образованиях.

Широкое временно́е распространение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций с сохранением присущей им рудоносности указывает на возможность по крайней мере частичного использования при металлогенических исследованиях областей докембрия приемов и принципов, выработанных для регионов с более молодыми образованиями. Вместе с тем необходимо учитывать метаморфизованность пород докембрия и существование таких возможно специфически докембрийских формаций, какими являются железистые кварциты и, может быть, ураноносные конгломераты.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Адышев М. М. Осадочная металлогения Тянь-Шаня. В кн. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1968.

Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблемы источника минерального вещества жил. Вестник ЛГУ, № 24 (4), 1968.

Барт Т. В. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. Геохимия, № 4, 1962.

Басков Е. А. Подземные рассолы седиментационного генезиса и их роль в процессах рудообразования. Матер. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений». Л., ВСЕГЕИ, 1965.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. Океанология, № 3, 1969.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. Геохимия, № 1, 1966.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Столяров Ю. М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса. Геология рудных месторождений, № 3, 1969.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., Недра, 1965.

Добряньский А. М. Про зв'язок структури та кіноварного зруденіння у Донбасі. Доповіді АН УССР, № 6, 1964.

Домарев В. С. Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира. ЗВМО, серия 2, ч. 85, 1956.

Домарев В. С. К вопросу об основных направлениях изучения процессов образования рудных месторождений. Сов. геология, № 5, 1966.

Домарев В. С. Рудные формации как историко-геологические образования. Геология рудных месторождений, № 4, 1968.

Домарев В. С., Болдырева М. М. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Восточного Карамазара. Сов. геология, № 11, 1969.

Зайцев И. К., Басков Е. А. Подземные рассолы и некоторые полезные ископаемые Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 46, 1961.

Кормилицын В. С., Синчук Ю. А., Тигунов Л. П. О новом свинцово-цинковом рудном поясе в Северо-Западном Прибайкалье. Геология рудных месторождений, № 2, 1966.

Лебедев В. И. К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод. Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., № 6, 1966.

Лебедев В. И., Синицын В. М. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры. БМОИП, геология, т. XLIII (I), 1968.

Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена. Геология рудных месторождений, № 3, 1967.

Лебедев Л. М., Никитина И. Б. Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена. ДАН СССР, т. 183, № 2, 1968.

Мерцалов И. М. К теории гидротермального рудообразования. Изв. АН СССР, № 8, 1964.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Типы осадочных и вулканогенных формаций складчатых геосинклинальных поясов. В кн. Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968.

Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. Сов. геология, № 43, 1955.

Общие принципы регионального металлогенического анализа. Матер. ВСЕГЕИ, общая серия, вып. 22, 1956.

Овчинников А. М. Очаги разгрузки напорных вод и их геохимическое значение. Сов. геология, № 7, 1968.

Орлова А. В. Литологические факторы и их значение для размещения эндогенного оруденения. В кн. Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., Недра, 1964.

Петровская Н. В. О возможностях применения некоторых методов изотопного анализа при металлогенических исследованиях. В кн. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1965.

Рухин Л. В. Основы литологии. Л., Изд-во нефтяной и горно-топливн. лит-ры, 1961.

Свириденко А. Ф., Кустарникова А. А., Каюмов А. В. О марганцевой вулканогенно-осадочной формации Султан-Уиз-Дага. Узбекский геологич. журнал, № 1, 1966.

Смирнов С. И. Рудоносный ли флюид был вскрыт глубокой скважиной в долине Империал, Южная Калифорния. БМОИП, геология, т. XLII (3), 1967.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Татаринов П. М. К вопросу о роли вмещающих пород в процессе образования эндогенных месторождений полезных ископаемых. Геология рудных месторождений, № 2, 1959.

Тишендорф Г. Источник элементов в селенидной минерализации около Тилькероде (Гарц). Геология рудных месторождений, № 4, 1968.

Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4, 1960.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). БМОИП, т. 27, № 5, 1952.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Наука, 1967.

Bischoff J. L. and Ross D. A. Mineralogy and petrology of the Red Sea brine deposits. Geol. Soc. Amer. spec. pap. 115, 1967.

Boyle R. W. Geology, geochemistry and origin of the lead-zinc-silver deposits of the Kenohill-Galna hill area, Iukon territory. Geol. Surv. Canada, Bull. N 111, 1965.

Boyle R. W. Fahlbands sulfide schists and ore deposition. Econ. Geol., vol. 63, 1968.

Craig H. Isotopic composition of the Red Sea and Salton sea geothermal brines. Sci., vol. 124, N 3756, 1966.

Kennedi W. Q. Crustal layers and the origin of ore deposits. Schweizer min petr. Mitt., Bd. 28, Heft 1, 1948.

Kittl E. Zur Entstehung der Golderzlagerstätten Argentiniens. Freiberger Forschun. N 186. (Цитируется по Реферативному журналу 1966 г., реф. 2Ж15.), 1965.

Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. Internat. Geol. Congr. 21 ses. Procedings of sec—16. 1960.

White D. E. Environment of generation of some base-metal ore deposits. Econ. Geol., vol. 63, 1968.

В. С. Домарев

РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В РАЗМЕЩЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Важная роль процессов метаморфизма в образовании месторождений самых различных полезных ископаемых общепризнана, и вопросы метаморфогенного рудообразования в последние десятилетия широко рассматриваются как в советской, так и в иностранной литературе. В СССР эти вопросы привлекли к себе особое внимание после работ А. Н. Заварицкого (1936, 1943) по метаморфизму колчеданных залежей Урала и теперь при изучении закономерностей размещения месторождений постоянно отмечается большое значение метаморфизма для решения задач металлогении. Однако при составлении металлогенических и прогнозных карт использование данных по метаморфизму практически ограничивается выделением большего или меньшего количества формаций метаморфогенных месторождений. Это объясняется в основном, по-видимому, двумя причинами: во-первых, отсутствием четких критериев выделения метаморфогенных месторождений и, во-вторых, тем фактом, что при метаморфизме многих рудных образований сохраняются те закономерности их размещения, которыми они обладали до метаморфических изменений. Распространенное в настоящее время подразделение метаморфогенных месторождений на метаморфизованные и метаморфические недостаточно характеризует их отличия от образований других генетических групп. Ту или иную степень метаморфизма практически претерпело подавляющее большинство как эндогенных, так и экзогенных месторождений, кроме молодых экзогенных и некоторых, главным образом тоже наиболее молодых, эндогенных образований. Поэтому четкие границы между метаморфогенными — метаморфизованными месторождениями и месторождениями других генетических групп отсутствуют, принадлежность же рудных залежей к метаморфическим во многих случаях оказывается дискуссионной.

В настоящее время метаморфизм обычно рассматривается как процесс изменения минералогического состава и строения твердых горных пород, обусловленный отличием физико-химической обстановки их нахождения от обстановки образования. Изменения, происходящие в зоне поверхностного выветривания, в число метаморфических не включается. Таким образом, метаморфизм — процесс эндогенный, и главными действующими агентами при нем являются температура, давление и термальные растворы, происхождение которых может быть различным. Эти факторы действуют совместно, но в конкретных случаях влияние какого-либо из них может доминировать, в соответствии с чем нередко выделяют термальный, динамический, гидротермальный и другие виды метаморфизма, что, по нашему мнению, не совсем правильно. Метаморфизм может проявляться как на значительных площадях, так и локально, причем именно в последнем случае наиболее ясно проявляется воздействие какого-либо одного фактора.

Наряду с другими метаморфическими образованиями метаморфогенные месторождения могут возникать как при локальном, так и при региональном метаморфизме. При локальном метаморфизме образуются контактово-метаморфические скарновые залежи, в размещении которых решающую роль играет наличие активных контактов интрузивных пород с вмещающими, преимущественно карбонатными толщами.

Месторождения, связанные с региональным проявлением метаморфизма, можно разделить на две группы: 1) метаморфогенные образования, возникшие на месте подвергшихся изменению пород, 2) минеральные концентрации, связанные с переносом и переотложением мобилизованных растворами рудогенных и петрогенных элементов. Месторождения первой группы являются автохтонными, второй — аллохтонными (Домарев, 1967).

Размещение автохтонных месторождений в основном сохраняет закономерности, свойственные размещению пород, за счет которых они возникли: на размещение же аллохтонных месторождений влияют новые факторы и закономерности его становятся более сложными. Во многих метаморфогенных месторождениях проявлены как автохтонные, так и аллохтонные образования, вследствие чего отнесение их в группу автохтонных или аллохтонных до известной степени условно, точно так же, как условно различение метаморфизованных месторождений, которые всегда являются автохтонными, и метаморфических, которые могут быть как автохтонными, так и аллохтонными.

Для понимания закономерностей размещения метаморфогенных месторождений целесообразно рассмотреть некоторые из тех изменений, которые претерпевают осадочные и некоторые эндогенные месторождения.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Осадочные породы и месторождения, образующиеся в экзогенных условиях, в постседиментационный период своего существования претерпевают более или менее существенные изменения в зависимости от той обстановки, в которую они попадают. В наибольшей степени изменяются породы геосинклинальных областей, всегда подвергающиеся воздействию эндогенных агентов. В общем процессе изменения первичных осадков выделяется несколько последовательных стадий, границы между которыми всегда в той или иной мере условны. В отношении числа стадий, их особенностей и наименования у многочисленных исследователей нет единого мнения, но в русской литературе в настоящее время большей частью выделяют стадии диагенеза, катагенеза и метаморфизма, проявляющегося в весьма различной степени.

В результате всех постседиментационных преобразований меняется минералогический состав пород и руд и возникают новые эпигенетические минеральные скопления различного размера и формы. Наиболее значительные и разнообразные минеральные изменения испытывают нерудные компоненты пород, за счет которых могут возникать метаморфогенные месторождения ряда нерудных полезных ископаемых: графита, мрамора, высокоглиноземного сырья и многих других.

Минералогические изменения рудных компонентов проявляются в концентрации рассеянных в породе металлов и изменении минералогической формы их нахождения. Металлы, встречающиеся в минералах в различной степени окисления, при метаморфизме восстанавливаются вплоть до закисной формы, параллельно с чем происходит дегидратизация гидроокисных соединений. Так, например, железистый компонент осадка, представленный на первом этапе многоводным гидратом окиси железа, по мере погружения постепенно преобразуется в гидроге-

тит, затем в гетит, турьит, гематит и магнетит. В условиях высокотемпературных фаций метаморфизма за счет дальнейшего восстановления закиси — окиси железа и реакции закиси с кремнеземом и глиноземом осадка могут образоваться безводные пироксены типа гриналита и железистые гранаты (Бок, 1967). Процессы обезвоживания и восстановления характерны и для марганцовистых осадков, и гидроокисные соединения типа псиломелана или вернадита могут постепенно сменяться пиролюзитом, манганитом, гауссманитом и, наконец, родонитом или спессартином.

В изменении сульфидов подобных рядов не намечено, и оно происходит более сложно и многообразно. Ясно устанавливается последовательное изменение в ряду марказит — пирит — пирротин. Марказит уже при 100—120° и давлении около 2000 *атм* переходит в пирит, а пирит при возрастании степени метаморфизма переходит в пирротин. В метаморфизованных месторождениях медистых песчаников за счет халькозина образуется халькопирит, и по количеству халькопирита можно в известной мере судить о степени метаморфизма месторождения. Переотложение рудных компонентов в медистых песчаниках приводит к образованию ряда минералов, отсутствовавших или очень мало проявленных в рудах, не претерпевших изменения. К таким минералам относятся блеклые руды, самородное золото и др. Концентрация золота из рассеянного состояния в минералогически индивидуализированные зерна проявлена в метаморфических породах Ленского района (Буряк, 1969) и других областей Советского Союза. По данным Г. Тишендорф (1968), сульфантимониды свинца и мышьяка встречаются только в переотложенных рудах.

Таким образом, общим результатом изменения минералогического состава руд при метаморфизме является дегидратация гидроокисных соединений, постепенный переход высоковалентных форм элементов к низковалентным и возрастание числа минералов.

Одновременно с минералогическими преобразованиями происходит укрупнение зерен минералов, изменение текстур и структур руд, хорошо рассмотренные Т. Н. Шадлун (1954), П. Рамдором (1962) и др.

Перемещение и перераспределение рудных компонентов при постседиментационных процессах ведет к созданию различных форм эпигенетических минеральных скоплений, отличающихся по своей морфологии от рудных залежей первично минерализованных пород. Уже в стадии диагенеза происходит образование рудных оолитов, конкреций, замещений растительных остатков, различной формы обогащенных участков типа роллов и т. п. При последующих стадиях преобразования осадков весьма широкое распространение получают секреционные жилы альпийскоге типа, вообще весьма характерные для проявлений метаморфизма.

Жилы альпийского типа присутствуют во всех осадочных месторождениях цветных и редких металлов, в которых они представлены телами, часто четковидными, размером от тончайших прожилков до относительно крупных жил, имеющих длину в десятки метров и непостоянную мощность до 1 *м* и больше. Участки развития прожилков иногда образуют штокверкообразные тела, нередко обогащенные рудными компонентами. Наиболее обычные жильные минералы — кварц и карбонаты, но часто присутствуют также хлорит, щелочные полевые шпаты, барит, флюорит и др. Оруденение в жилах во многих случаях ограничивается только теми участками, на которых жилы пересекают рудоносные горизонты. Состав рудных минералов жил в общем более разнообразен, чем состав вкрапленного пластового оруденения, и в них иногда концентрируются рассеянные в породах элементы.

Основные рудные залежи осадочных месторождений обычно имеют линзовидную и пластообразную форму.

В осадочных месторождениях цветных и редких металлов седиментационное рассеянное оруденение характеризуется низкими содержаниями металлов, и образование промышленных концентраций связано с внутрипластовой миграцией рудного вещества, перемещаемого первично седиментационными и инфильтрационными, а при метаморфизме — метаморфогенными водами. Отложение рудных компонентов происходит в структурно благоприятных условиях, создаваемых как пликативными, так и дизъюнктивными нарушениями. Вследствие этого рудные залежи в метаморфизованных месторождениях нередко приурочиваются к замковым частям антиклиналей, перегибам пластов, плоскостям отслоения, зонам трещиноватости, относительно крупным секущим разрывным нарушениям. Наряду с обычными линзовидными и пластообразными рудными телами могут возникать седловидные штокверко- и трубообразные залежи, причем последняя форма наиболее распространена в свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах.

Метаморфические изменения осадочных руд, связанные с миграцией и переотложением рудных компонентов, усложняют общие закономерности размещения метаморфогенных месторождений и в случае высоких степеней изменения затушевывают некоторые характерные для осадков черты, в частности их фациальные и литологические особенности. Однако свойственный осадочным образованиям стратиграфический и формационный контроль оруденения, как правило, сохраняется достаточно отчетливо в месторождениях различных металлов.

Одним из характерных типов метаморфогенных месторождений являются железорудные залежи в толщах железистых кварцитов, наиболее хорошо изученные в Криворожском бассейне. Субмеридиональная полоса железистых кварцитов Криворожья в своей южной части в пределах Саксаганского района метаморфизована в условиях зеленокаменной фации. Залежи богатых мартитовых руд, приуроченные к горизонтам железистых кварцитов, протягиваются на значительную глубину и до середины 50-х годов XX в. — начала широкого использования железистых кварцитов — составляли главное богатство бассейна.

В отношении генезиса залежей мартитовых руд, помимо ныне уже оставленной гипотезы их гидротермального происхождения, существуют различные мнения. Одни исследователи считают, что вынос кремнезема из железистых кварцитов, обусловивший обогащение остаточных масс железом и сопровождавшийся окислением магнетита в мартит, вызван деятельностью вадозных вод в зоне поверхностного выветривания. По мнению других, вынос кремнезема из отдельных участков железистых кварцитов происходил при метаморфизме, а возникшая в результате выноса повышенная пористость остаточных магнетитовых залежей способствовала проникновению в них при последующем выветривании вадозных вод и окислению магнетита на значительную глубину. В пользу последнего представления говорит присутствие в залежах Саксаганского района жилообразных тел магнетита, секущих рудные залежи, а также наличие в Желтореченском месторождении метаморфических залежей магнетита.

Желтореченское месторождение находится в северной части Криворожья, породы которой претерпели более значительный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и в пределах которой интенсивно развиты метасоматические процессы и гранитизация. Среди железистых кварцитов имеются магнетитовые залежи, образовавшиеся путем выноса из железистых кварцитов кремнезема, частью переотложенного в виде согласных жилообразных тел в нескольких десятках метров от залежей магнетита. В этом случае процессы поверхностного

выветривания в перемещении кремнезема участия не принимали и образование магнетитовых тел обязано метаморфизму.

Севернее Желтореченского месторождения породы криворожской серии в большей своей части гранитизированы или метасоматически замещены кремнеземом, вследствие чего полоса железистых кварцитов представлена лишь отдельными останцами.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что характер оруденения и сохранность железистых кварцитов зависят от степени метаморфизма. В условиях зеленокаменной фации железистые кварциты сохраняются полностью, как и другие породы криворожской серии; в условиях же амфиболитовой фации особо интенсивно проявляются метасоматические процессы, приводящие к изменению облика рудных залежей, рассеянию железа и концентрации некоторых акцессорных элементов. Происходящие в этих условиях процессы гранитизации ведут к полному уничтожению железистых кварцитов и связанных с ними магнетитовых залежей, что отмечено не только в Криворожье, но и на месторождении Корсак-Могила и других участках распространения железистых кварцитов на площади Украинского кристаллического массива (Никольский, 1965).

Существенные метаморфические изменения претерпели фальбанды Юго-Восточной Норвегии, которые представляют собою первично осадочные рудные образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Они приурочены к толще кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов серии конгсберг-бамбл, ассоциированных с подчиненным количеством интрузивных пород. Минерализация проявляется в биотитовых, биотит-гранатовых, хлорит-гранатовых и кварц-плагиоклаз-дравит-флогопитовых сланцах, кварц-полевошпат-биотитовых гнейсах, кварцитах и других разностях пород. Наиболее распространенным рудным минералом является пирит, иногда пирротин, сульфиды меди, сульфиды и арсениды кобальта и никеля. В небольших количествах встречаются галенит, сфалерит и другие сульфиды. Некоторые фальбанды разрабатываются как месторождения меди, а в округе Модум имеются кобальтовые фальбанды. Сульфиды обычно концентрируются в обогащенных ими линзообразных участках длиною не более 2 *м*, залегающих согласно с простиранием метаморфической серии. В кобальтовых фальбандах округа Модум рудные минералы обычно ассоциируют с сегрегационными линзами кварца.

Зоны развития рудных линз прослеживаются по простиранию пород до 15 *км* при ширине, не превышающей 300 *м*. В зонах фальбандов местами распространены кварцевые и кальцитовые жилы, иногда несущие вкрапленность сульфидов, ограниченных в своем проявлении участками пересечения жилами рудных слоев. В округе Конгсберг кальцитовые жилы содержат сфалерит, самородное серебро, халькопирит, галенит, а также аргентит и арсениды кобальта и никеля. Они рассматриваются как месторождения серебра (Gammon, 1966).

Хотя в отношении генезиса кобальтовых месторождений Модум и серебряных месторождений Конгсберга существуют различные мнения, можно считать достаточно обоснованными представления об их происхождении при метаморфизме первичных пород фальбандов. Высокая степень метаморфизма обусловила переотложение сульфидов в отдельных линзовидных участках и секреционных выделениях, что в несколько меньшем масштабе имеет место и при начальных стадиях метаморфизма (Домарев, 1966). Сереброносные жилы Конгсберга имеют все особенности жил альпийского типа.

Существенное переотложение рудных компонентов и концентрация некоторых элементов в метаморфических образованиях свидетельствуют о том, что помимо общего стратиграфического контроля большое

значение в закономерностях размещения промышленных метаморфогенных месторождений имеет и степень метаморфизма.

Бойл (Boyle, 1968), сопоставляя с фальбандами Норвегии широко распространенные в Канаде сульфидные кристаллические сланцы и гнейсы, высказал мнение, что присутствующие в них различные металлы (медь, свинец, цинк, серебро и др.) первично могли быть связаны с углистым веществом осадочных пород. В процессе метаморфизма последних эти металлы могли вначале переходить в виде примеси в состав метаморфогенного пирита и арсенопирита, а при дальнейшем повышении степени метаморфизма образовывать и собственные сульфиды. Данные по медистым песчаникам Мангышлака и других районов показывают, что рассеянные акцессорные элементы, в частности кобальт, могут выделяться в форме собственных минералов и в условиях зеленокаменной фации метаморфизма.

К песчано-глинистым отложениям, метаморфизованным в условиях силлиманит-гранатовой субфации, приурочены свинцово-цинковые месторождения района Брокен-Хилл в Австралии. Оруденение приурочено к силлиманитовым и гранато-силлиманитовым гнейсам, кристаллическим сланцам и кварцитам и проявляется в шести горизонтах толщи (Pratten, 1965). Породы сложноскладчатые, рудные залежи приурочены преимущественно к замковым частям крутых складок и более мелким складкам волочения. Тем не менее стратиграфический контроль оруденения хорошо сохраняется, и рудоносный горизонт выдерживается как по падению, так и по простиранию, по которому он прослежен на расстояние свыше 15 *км*. Жильные образования, содержащие сульфиды, имеют незначительное распространение. Полагая, что первичное отложение рудных компонентов происходило в стадию осадкообразования, необходимо признать, что в условиях высокотемпературного метаморфизма происходила интенсивная миграция металлов и концентрация их в богатые залежи в структурно благоприятных условиях.

Таким образом, при выяснении закономерностей проявления оруденения в глубоко метаморфизованных толщах необходимо учитывать не только стратиграфический, но и структурный контроль минерализации.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Метаморфизованные коры выветривания изучены еще мало и имеющиеся по их месторождениям материалы немногочисленны. Д. П. Сердюченко (1968) среди метаморфизованных докембрийских кор выветривания выделяет: а) силлиманитовые и силлиманито-корундовые сланцы и кварциты; б) барит-гематит-кварцевые руды; в) кианит-лазулитовые породы, почти всегда содержащие рутил или другие титановые минералы. К таким образованиям, по приведенным им данным, относятся корундсодержащие слои в Южной Норвегии, силлиманитовые и силлиманито-корундовые породы бассейна р. Оранжевой в Намаквaленде, высокоглиноземистые метаморфические сланцы в Южной Австралии, пласты и линзовидные тела силлиманитовых гнейсов, сланцев и кварцитов в Южной Якутии и др.

Среди отмеченных пород Намаквaленда согласно с ними залегают кварц-пегматит-баритовые руды, которые Д. П. Сердюченко в отличие от местных геологов считает метаморфизованными продуктами коры выветривания. К таким же образованиям, по его мнению, относится Гематитовое месторождение, приуроченное к иенгрской серии архея Южной Якутии и залегающее согласно с силлиманитовыми, силлиманито-биотитовыми и кордиеритовыми гнейсами, гематитовыми кварцитами и параамфиболитами, и кварц-кианитовая толща свиты кейв на Кольском полуострове.

В докембрийской толще Курской магнитной аномалии (КМА), по данным М. Н. Воскресенской (1968), проявлено несколько древних докембрийских кор выветривания, сложенных различными метаморфическими породами. На границе железистых кварцитов курской серии с перекрывающими их верхнепротерозойскими породами залегают «в груборитмичном переслаивании кварцево-серицитовые сланцы с железной слюдкой, алевролиты, метапесчаники, туфопесчаники, конгломераты безрудных и железистых кварцитов, обломочные железные руды». Конгломераты и железные руды чаще лежат на размытой поверхности железистых кварцитов и, по мнению М. В. Воскресенской, являются метаморфизованной корой выветривания.

Залежи богатых руд КМА, приуроченные к границе докембрийских железистых кварцитов с вышележащей осадочной толщей и являющиеся продуктом палеозойской коры выветривания, мало отличаются от современных кор, но они метаморфизованы. Несколько метаморфизованы и образования мезозойских поверхностных зон окисления рудных месторождений Урала. Очевидно, сколько-нибудь существенным метаморфическим изменениям коры выветривания подвергаются только в том случае, если они вовлекаются в позднейшие складчатые движения.

Размещение месторождений полезных ископаемых в метаморфизованных корах выветривания в основном контролируется литолого-стратиграфическими и палеогеографическими факторами, а более детальные критерии прогноза пока не установлены, поскольку число известных типов месторождений этой группы незначительно. Степень метаморфизма рудовмещающих толщ может, очевидно, указывать на возможность нахождения месторождений того или иного минерального состава.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфизм эндогенных месторождений проявляется менее ясно, так как метаморфические процессы также являются эндогенными и образовавшиеся в сходных с ними условиях температуры и давления минеральные тела оказываются достаточно устойчивыми. Наиболее заметные изменения происходят, главным образом, в условиях регрессивного метаморфизма, отличных от условий образования залежей. Кроме того, необходимо учитывать, что многие так называемые постмагматические месторождения, генезис которых нередко связывается с магматическими очагами или с глубинными зонами Земли, с бо́льшим основанием могут быть отнесены к метаморфическим, изменяющимся лишь в случае наложения повторного метаморфизма. Метаморфические изменения с большей или меньшей определенностью могут быть установлены главным образом в месторождениях собственно магматической группы, а также в месторождениях, связанных с вулканическим процессом. На изменение эндогенных образований существенно влияют термальные растворы, воздействием которых, по-видимому, вызваны те «гидротермальные» изменения, которые проявляются в минеральных ассоциациях магматических месторождений. Воздействие температурного и динамического факторов, по-видимому, проявляется в меньшей степени.

Одним из наиболее обычных проявлений метаморфизма эндогенных рудных залежей являются минералогические изменения, имеющие в общем то же направление, что и в экзогенных месторождениях.

Регрессивный метаморфизм сульфидных медно-никелевых месторождений проявляется в амфиболизации, серпентинизации, хлоритизации, отальковании, окварцевании и карбонатизации вмещающих оруденение нтрузивных пород, образовании кварцевых и кварц-карбонатных жилок и изменении первичных сульфидов. В месторождениях Монче-

тундры и Печенги пентландит и пирротин замещаются пиритом и бравоитом; в рудопроявлениях Воронежской антеклизы отмечается перекристаллизация сульфидов, их замещение пиритом и магнетитом и реже замещение пирротина, пентландита и халькопирита арсенидами никеля, кобальта и железа (Полферов, 1967; Полферов, Суслова, 1970). В массиве Маскокс в Северной Канаде (Chamberlein, 1965) в серпентинизированных дунитах за счет первичных сульфидов образовались металлы: железо, аваруит (NiFe), вайрауит (CoFe) и медь.

Относительно хорошо изучены метаморфические изменения в колчеданных месторождениях Урала, для которых, по мнению А. Н. Заварицкого (1936, 1943), характерны следующие, возникшие при метаморфизме особенности. Вмещающая толща приобретает «факоидное» строение, заключающееся в линзообразном выклинивании по простиранию общей сланцеватости пород и рудных залежей, отличающихся от окружающих своими свойствами. Первичные регионально метаморфизованные в условиях зеленокаменной фации породы при дальнейшем метаморфизме, сопровождаемом оруденением, превращаются в сланцы, состоящие из серицита, хлорита, кварца, карбонатов. Куликообразное расположение рудных линз обусловлено несовпадением направления первоначальной полосы оруденения с простиранием позднейшей сланцеватости. Метаморфическими образованиями являются жилки, секущие колчеданные руды и состоящие из кварца с халькопиритом, теннатитом, борнитом и др. В месторождениях, не подвергшихся метаморфизму, руды часто имеют колломорфную структуру, а в метаморфизованных — кристаллическую, обычно со следами катаклаза пирита.

Такие минералы, как вюрцит и марказит, в метаморфизованных месторождениях отсутствуют или сохраняются в незначительных количествах. Для кристаллов пирита неметаморфизованных руд характерны пентагон-додекаэдры, при метаморфизме сменяющиеся кубами. В результате метаморфической дифференциации и переотложения рудных компонентов могут образовываться жилки сегрегационного типа и возникать полосчатая текстура руд, а халькопирит может перемещаться в краевые части рудных тел.

Сходным образом метаморфизованы и протерозойские колчеданные месторождения Карелии, хотя степень метаморфизма их несколько выше. Вмещающие толщи сложены метаморфизованными эффузивами и различными парасланцами, представленными кварц-слюдяными, серицитовыми, двуслюдяными, цоизит-амфиболовыми, кварц-хлоритовыми с порфиробластами амфибола, параамфиболитами, графитизированными и другими разностями. В метаморфизованных порфирах присутствуют альбит, мусковит, турмалин, андалузит и другие минералы. В составе руд существенную роль играет пирротин, на Урале встречающийся далеко не во всех залежах и обычно в подчиненных количествах. В кварцевых и кварц-карбонатных прожилках присутствуют сульфиды меди, свинца и цинка. О более высокой по сравнению с уральскими месторождениями степени метаморфизма свидетельствуют также некоторые структурные и текстурные особенности руд (Богданов, 1957).

Приуроченность колчеданных залежей к толщам, метаморфизованным в условиях зеленокаменной, а в докембрийских месторождениях — частью в условиях более высокотемпературных фаций, характерна не только для месторождений Урала и Карелии, но и для всех других районов распространения месторождений этой формации. Следовательно, наличие соответствующих изменений рудовмещающих толщ является важным фактором в размещении колчеданных залежей. По мнению С. Н. Иванова (1959), при поисках месторождений колчеданной формации важно учитывать не только непосредственные околорудные

изменения, но и изменения, охватившие в колчеданных провинциях большие площади и превратившие мощные вулканогенные толщи в различные зеленокаменные породы.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Минералогические преобразования пород при метаморфизме, миграция и переотложение рудогенных компонентов могут привести к образованию рудных залежей промышленного размера. Масштаб этих явлений детально еще не выяснен, но в ряде случаев установлено образование рудных минералов за счет рассеянных в силикатных породах металлов. Концентрация рассеянного золота в минералогически выраженные зерна отмечена в Ленско-Витимском, Баргузинском и других районах Восточной Сибири, где метаморфизованные в условиях зеленокаменной фации песчано-сланцевые толщи, первично содержавшие дисперсное золото, явились источником золотоносных россыпей (Нифонтов, 1957; Буряк, 1969). По материалам Бойла (Boyle, 1961), в золоторудном месторождении Иеллоунайф (Канада) первично диффузно-рассеянное в породах золото в результате метаморфизма было перемещено и сконцентрировано в зонах смятия.

По данным Рамберга (Ramberg, 1952), силикаты, устойчивые в гранулитовой фации, не могут удерживать в своей решетке значительные количества титана, и именно поэтому при преобразовании пород амфиболитовой фации в породы гранулитовой титан освобождается и может сконцентрироваться в форме рудных минералов. Поэтому, по мнению И. А. Ефимова (1961), для образования коренных месторождений рутила наиболее благоприятны условия гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма независимо от характера подвергшихся метаморфизму пород (изверженных или осадочных). И. И. Малышев (1957) отметил, что при интенсивном метаморфизме глинистых титансодержащих пород путем собирательной кристаллизации образуется рутил и реже ильменит. В пределах СССР в метаморфических толщах, главным образом в амфиболитах и кварц-хлоритовых сланцах, известны многочисленные проявления рутила, еще мало изученные.

По данным многочисленных исследователей, олово, вольфрам и другие рудные компоненты месторождений грейзеновой формации происходят из силикатов вмещающих гранитов при их изменении.

Образование урановорудных залежей в толщах железистых кварцитов (и, по-видимому, в некоторых других породах) связано с мобилизацией, перемещением и переотложением урана, заключенного в породах при их метаморфизме.

А. А. Предовский и В. Г. Загородный (1968) высказали мнение о происхождении медно-никелевых руд Печенги за счет металлов, освобожденных из интрузивных образований при их метаморфизме, который происходил в условиях зеленокаменной фации (Макаров, 1969).

Вышеотмеченные и многие другие близкие минеральные образования характеризуются относительно небольшим расстоянием перемещения рудного вещества, и большинство из них может быть отнесено к автохтонной группе метаморфических месторождений. Вследствие этого закономерности их размещения определяются как метаморфическими, так и первичными осадочными или магматическими факторами. В аллохтонных метаморфических месторождениях, рудный материал которых перенесен на более или менее значительное расстояние и отложен в тех или иных структурных или литологических ловушках, связь вновь отложенных рудных залежей с первоначальными образованиями теряется и закономерности их размещения определяются новыми факторами. Этим объясняется, в частности, тот факт, что генезис большинства так называемых гидротермальных месторождений, главным образом жильных и

жилообразных рудных залежей, генетически не связанных с вулканизмом, вызывает разногласия. Исходя из распространенности их в эвгеосинклинальных областях и обусловленной этим пространственной и временной связи с интрузивными породами, нередко усматривают генетическую связь рудообразования с интрузивным процессом и на основе теоретических соображений и отчасти экспериментальных работ за источник рудообразующих растворов и рудного вещества принимают части интрузий или глубинные зоны Земли. С другой стороны, «гидротермальные» месторождения явно связаны с процессами метаморфизма, при которых происходит мобилизация растворов за счет погребенных седиментогенных и инфильтрационных вод и дегидратизации подвергающихся метаморфизму минералов. Возможная рудообразующая роль мобилизованных растворов не вызывает сомнения, в связи с чем возникло неудачное, но уже распространившееся в нашей литературе название «метаморфогенно-гидротермальные» месторождения.

Независимо от представлений о происхождении жильных и жилообразных месторождений нельзя не видеть их достаточно ясные соотношения с породами, метаморфизованными в условиях тех или иных фаций. Так, среднетемпературные жильные месторождения распространены среди пород, метаморфизованных в условиях зеленокаменной фации; при переходе к условиям более высокотемпературных фаций рудные залежи таких месторождений рассеиваются. Этим, в частности, объясняется малая распространенность среднетемпературных месторождений в метаморфизованных толщах докембрия.

Связь рудных месторождений с породами определенных фаций метаморфизма еще сравнительно мало изучена, что особенно относится к метаморфическим образованиям. Исходя из приведенных выше данных и из других опубликованных материалов, можно сделать следующие, пока еще предварительные, заключения.

Неметаморфические месторождения, попадая в зоны метаморфизма, испытывают более или менее существенные изменения и при определенных условиях могут быть полностью рассеяны. Метаморфические месторождения, возникшие в условиях тех или иных фаций метаморфизма, при изменении этих условий также оказываются неустойчивыми и также могут быть рассеяны. Поскольку аллохтонные рудные залежи образуются из наиболее подвижных компонентов, постольку они легче месторождений иного генезиса подвергаются уничтожению. Таким образом, метаморфические месторождения в значительно большей степени связаны с породами тех или иных фаций метаморфизма, чем месторождения других генетических групп, которые, претерпевая некоторые изменения, могут сохраняться в более или менее широком диапазоне условий метаморфизма. Так, например, месторождения медистых песчаников известны в практически неметаморфизованных породах (третичные песчаники Науката или пермские песчаники Приуралья), в толщах, метаморфизованных в условиях зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций (месторождения Олекмо-Витимской горной страны и медного пояса Катанги — Замбии) и в условиях амфиболитовой фации (фальбанды Норвегии). В условиях зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций месторождения полностью сохраняют свои первичные особенности и закономерности их размещения не меняются. В условиях амфиболитовой фации существенную роль начинают играть метаморфические образования (жилы Консберга), в размещении которых возрастает значение структурных элементов. В условиях гранитизации, если судить по вкрапленности медных минералов в породах серии люфубу (Замбия), первичные осадочные концентрации медных минералов рассеиваются.

Сохранность эндогенных месторождений при метаморфических процессах может быть проиллюстрирована распространенностью руд-

ных залежей формации сульфидных и барито-сульфидных залежей в спилито-кератофировых толщах. Возникая в ранние этапы развития подвижных зон, толщи, вмещающие колчеданные залежи, испытывают метаморфизм, соответствующий условиям зеленокаменной или эпидот-амфиболитовой фации. Таковы толщи, вмещающие колчеданные месторождения Урала, Рудного Алтая и большинства других регионов. Попадая в условия более высокотемпературных фаций метаморфизма, рудовмещающие породы претерпевают несколько большее изменение, как это имеет место в вышеотмеченных месторождениях Карелии, а также в некоторых залежах Канадского щита. В грейзенизированных и мигматизированных толщах колчеданных залежей не установлено, что, однако, не может служить доказательством их отсутствия. Метаморфические изменения колчеданных месторождений, помимо изменения вмещающих толщ и их рассланцевания, проявляются в изменении минералогического состава, структуры и текстуры руд, а также в распределении металлов в пределах рудных залежей. Эти изменения не влияют на общие закономерности размещения месторождений, и при металлогенических построениях необходимо учитывать прежде всего условия их первичного образования.

Сохраняются при метаморфизме и основные закономерности размещения месторождений магматической группы.

Миграция и переотложение металлов при процессах метаморфизма в наибольшей степени сказываются на легкоподвижных компонентах руд, к каковым относится, например, ртуть. Переотложение киновари с образованием эпигенетичных скоплений в пределах подвергшихся даже начальному метаморфизму месторождений и широкая миграция ее за пределы месторождений создает недостаточно обоснованные представления о молодом возрасте ртутного оруденения как в отдельных регионах, так и в целом на площади всех континентов. Областями с относительно древними месторождениями ртути являются Алтае-Саянская складчатая область и Средняя Азия. В первом регионе на площади Горного Алтая месторождения ртути приурочены к карбонатной толще рифея, выступающей на поверхность зоны крупного Курайского разлома. Переотложение киновари на площади самого месторождения, где возникают богатые киноварью минеральные скопления, вынос ее на более или менее значительные расстояния и отложение в верхнепалеозойских породах вдали от источника создают представление о молодом мезозойском и даже кайнозойском возрасте минерализации. Силурийские ртутные рудопроявления Салаира (Дербиков, 1937) и девонские Тувы (Унксов, 1960) по аналогии с горноалтайскими также рассматриваются как молодые мезозойские образования.

Многие киноварные месторождения Средней Азии приурочены к палеозойским толщам, и, как показал Н. М. Синицын (1959), рудоносные толщи с вмещающими рудные скопления трещинами трансгрессивно перекрываются юрскими отложениями.

К настоящему времени получены многочисленные данные о первично осадочном происхождении многих месторождений ртути Средней Азии и других регионов, что подтверждает их палеозойский возраст (Сургай и др., 1965; Сургай, 1968; Турдукуев, 1968). Однако наблюдающееся переотложение киновари в этих месторождениях позволяет относить их к мезозойским образованиям. Учет проявлений метаморфических процессов в этом случае поможет полнее оценить значение стратиграфо-литологических и других факторов размещения месторождений.

Миграцией и рассеянием ртути, по-видимому, объясняется отсутствие известных месторождений этого металла в метаморфизованных толщах докембрия, но это не значит, что в докембрийский период геологической истории Земли месторождения ртути не возникали.

В отличие от метаморфизованных месторождений образование и размещение метаморфических рудных концентраций тесно связано со степенью метаморфизма рудовмещающих толщ. Для условий зеленокаменной фации характерно образование жильных и жилообразных тел различного состава, возникающих как среди метаморфизованных руд ранее существовавших месторождений, так и составляющих новые метаморфические месторождения. К таким образованиям относится значительная часть среднетемпературных постмагматических месторождений жильной, жилообразной и штокверковой формы: например, медно-висмутовые и свинцово-цинковые залежи в эффузивных толщах Восточного Карамазара, золотоносные жилы канадского месторождения Иеллоунайф и др. В Витимо-Патомское нагорье в породах, метаморфизованных в условиях серицито-хлоритовой субфации зеленокаменной фации, возникают метаморфические концентрации золота, отсутствующие в более глубоко метаморфизованных толщах (Буряк, 1969). По-видимому, с зеленокаменной фацией метаморфизма связано образование некоторых касситерито-сульфидных (Сапрыкин, 1969) и многих других месторождений, сведения о которых были приведены рядом докладчиков на межведомственном совещании по метаморфогенному рудообразованию, состоявшемуся в мае 1969 г. в г. Бердянске.

В условиях амфиболитовой фации образуются более высокотемпературные рудные концентрации, примером которых могут являться месторождения грейзеновой формации и пегматиты. Источником металлов и других компонентов грейзеновых месторождений, как отмечено выше, являются минералы вмещающих их гранитоидов, подвергающихся воздействию термальных растворов (Барабанов, 1968).

Состав месторождений пегматитовой формации обусловлен условиями той субфации амфиболитовой фации, в которой метаморфизованы вмещающие породы (Великославинский и др., 1968). С андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма амфиболитовой фации связано образование редкометальных и берилло-мусковитовых пегматитов, а с дистено-силлиманитовым — образование слюдоносных и кварц-полевошпатовых бесслюдистых слабо мусковитоносных пегматитов.

Выше уже отмечалось распространение среди толщи гнейсов, кварцитов, ставролито-гранатовых, слюдисто-гранатовых, слюдисто-кварцитовых и других сланцев амфиболитов и серпентинитов Урал-Тау метаморфических месторождений рутила.

К толще пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, приурочено медноколчеданное месторождение Оутокумпу (Финляндия), которое, по мнению Мармо (Marmo, 1960), возникло путем переотложения рудогенных компонентов из черных сланцев.

Из месторождений нерудных полезных ископаемых в условиях амфиболитовой фации возникают месторождения высокоглиноземного сырья (кианит, силлиманит), корунда, чешуйчатого графита, волластонита.

С высокотемпературным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации связывают образование сульфидных месторождений Боденмес и других в Баварии. Месторождения залегают среди кордиерит-силлиманитовых гнейсов, содержащих биотит, гранат, полевые шпаты, кварц и подвергшихся процессам реоморфизма. Главные рудные минералы — пирротин, пирит, сфалерит, халькопирит, магнетит (Schreyer, 1964).

В условиях гранулитовой фации метаморфизма образуются редкоземельные пегматиты, месторождения флогопита, рутила и титаномагнетита.

* *
*

Приведенные данные позволяют еще раз повторить, что степень метаморфизма пород является существенным критерием при выяснении закономерностей размещения как метаморфических, так метаморфизованных месторождений.

Образующиеся при метаморфизме месторождения или количественно подчиненные рудные скопления в метаморфизованных месторождениях обнаруживают явную зависимость от особенностей метаморфизма тех фаций, в условиях которых они возникают. Так, кварц-карбонатные жилы с сульфидами не характерны для пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, а месторождения грейзеновой формации — для пород, измененных в условиях зеленосланцевой фации.

Полный перечень рудных месторождений, возникающих в условиях различных фаций метаморфизма, в настоящее время дать еще нельзя, но некоторые данные и соображения по этому вопросу приведены Д. А. Великославинским, Ю. М. Соколовым и В. А. Глебовицким (1968).

Исходя из изложенного, можно отметить, что при процессе метаморфизма происходят следующие явления.

1. В условиях зеленосланцевой фации изменяются минеральный состав, текстуры и структуры пород и руд, образуются сегрегационные жилы и другой формы минеральные концентрации в осадочных и эндогенных месторождениях. В этих же условиях могут возникать жильные и жилообразные залежи цветных металлов, урана и золота, а рассеянные рудогенные компоненты могут концентрироваться в форме вкрапленности рудных минералов.

2. В условиях амфиболитовой фации может происходить образование метаморфических рудных залежей остаточного типа, месторождений грейзеновой и пегматитовой формации, а также месторождений титана, высокоглиноземного сырья, корунда, графита, волластонита. Переотложение и частью миграция и переконцентрация рудного вещества в осадочных и эндогенных месторождениях или обогащенных рудогенными компонентами породах могут привести к рассеянию рудных тел или образованию рудных залежей типа Оутокумпу и Боденмес (Бавария).

3. В условиях гранулитовой фации могут возникать месторождения рутила.

Месторождения, возникшие в условиях той или иной фации, могут находиться среди пород, метаморфизованных в условиях другой фации, только в том случае, если они подвергаются воздействию наложенных процессов прогрессивного или регрессивного метаморфизма. По-видимому, только для таких образований целесообразно применять термин «полиметаморфические месторождения».

Осадочные или эндогенные месторождения, образованные до метаморфизма, испытывают ряд последовательных изменений в меняющихся условиях различных фаций. Следовательно, такие месторождения могут залегать среди пород, метаморфизованных в различной степени. Лишь в условиях мигмо- и магмообразования и при интенсивном развитии метасоматических процессов они рассеиваются вплоть до полного уничтожения. Примерами рудных формаций, сохраняющихся в условиях различных фаций метаморфизма, являются рассмотренные выше медистые песчаники, стратиформные свинцово-цинковые залежи, колчеданные месторождения. Медистые песчаники и осадочные свинцово-цинковые залежи в карбонатных породах известны в не подвергшихся метаморфизму породах и в толщах, метаморфизованных в ус-

ловиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В соответствии со степенью метаморфизма меняется их минералогический состав, структуры и текстуры руд, морфология залежей, возникают различной формы эпигенетические минеральные скопления и рудные тела, но первоначальные геологические факторы, обусловливающие закономерности размещения месторождений, в них полностью сохраняются. Основными критериями размещения медистых песчаников, вплоть до весьма интенсивно метаморфизованных фальбандов Норвегии с жильными залежами Конгсберга, остаются стратиграфическое положение рудоносных толщ, их формационная принадлежность и литолого-фациальные особенности. Стратиграфо-литологический контроль хорошо проявляется в Каратау, где свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах девона прослеживаются от стратиформных месторождений Северного Каратау до скарновых месторождений Западного Карамазара.

Колчеданные месторождения, образующиеся в ранние этапы развития подвижных зон, приурочены к той или в иной степени метаморфизованным осадочно-эффузивным толщам, если не считать японские месторождения Куромоно, которые, возможно, относятся к той же рудной формации. Метаморфизм колчеданных залежей и вмещающих их толщ Урала и большинства других регионов происходил в условиях зеленосланцевой фации, но некоторые месторождения докембрия претерпели более глубокий метаморфизм.

Различия в степени метаморфизма сказались главным образом на минеральном составе, отчасти морфологии рудных залежей и степени их дислоцированности, но основным фактором, определяющим размещение месторождений, являются эффузивно-осадочные толщи, образованные в ранние этапы развития подвижных областей и приуроченные к соответствующим структурно-формационным зонам.

Таким образом, металлогенический анализ не может быть полным без данных о метаморфизме, которые не только дополняют информацию о закономерностях размещения месторождений, основанную на изучении других геологических факторов, но, позволяя уточнить представления о генезисе оруденения, могут влиять на оценку их значимости. На современных металлогенических и прогнозных картах данные о метаморфизме обычно не показываются, что, очевидно, можно объяснить лишь отсутствием установленных технических приемов, разработка которых представляется одной из важнейших задач усовершенствования методики составления карт.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблема источника минерального вещества жил. Вестник ЛГУ, № 24, 1968.

Богданов Ю. В. Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений Карелии. Петрографический сб., № 2, 1957.

Бок И. И. О метаморфизме руд в метаморфогенных месторождениях. Тр. Каз. политехн. ин-та, № 26. Алма-Ата, 1967.

Буряк В. А. Характерные особенности метаморфогенного и постмагматического золотого оруденения. В кн. Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, Наукова Думка, 1969.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-сессия). Проблема 4, 1968.

Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. Сов. геология, № 9, 1968.

Дербиков И. В. О возрасте ртути Салаира. Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, № 4, 1937.

Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. Матер. ВСЕГЕИ, общая серия, вып. 8, 1956.

Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4, 1967.

Ефимов И. А. Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах. В кн. Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Заварицкий А. П. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 5, 1936.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1943.

Иванов С. Н. Некоторые основные проблемы размещения сульфидного оруденения в колчеданных провинциях. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Макаров В. Н. К вопросу о роли метаморфизма в формировании богатых медно-никелевых руд. В кн. Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, Наукова Думка, 1969.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. Сов. геология, № 50, 1956.

Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых районов. В кн. Методы исследований минерального сырья. М., ВИМС, 1957.

Предовский А. А., Загородный В. Г. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование в подвижных зонах. В кн. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1967.

Полферов Д. В. О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд. Геология рудных месторождений, № 3, 1967.

Полферов Д. В., Суслова С. И. Метаморфизм сингенетичных медно-никелевых сульфидных руд юго-востока Воронежской антеклизы. ЗВМО, ч. 99, № 1, 1970.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Сапрыкин Е. П. Некоторые особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений и проблема метаморфогенного рудообразования. В кн. Проблема метаморфического рудообразования. Киев, Наукова Думка, 1969.

Сердюченко Д. П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. В кн. Доклады сов. геологов (МГК, 23-сессия). Проблема 4. М., Наука, 1968.

Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. Сов. геология, № 2, 1959.

Сургай В. Т., Фриев Э. Х., Турдукуев И. Д. О стратиграфическом и литологическом контроле локализации сурьмяно-ртутного оруденения в Тянь-Шане. В кн. Литология, геохимия и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня. Фрунзе, 1965.

Сургай В. Т. Регионально-геохимические особенности ртути и сурьмы в Тянь-Шане. В кн. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1968.

Тишендорф Г. Источник элементов в селенидной минерализации около Тилькероде (Гарц). Геология рудных месторождений, № 4, 1968.

Турдукуев И. Д. Ртутное оруденение в карбонатных породах девона центральной части высоких предгорий Туркестано-Алая. В кн. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1968.

Унксов В. А. Основные черты металлогении Тувинской автономной области и ее металлогеническая специализация. Тр. регионального совещания по развитию производ. сил Тувинск. авт. обл. Изд-во СО АН СССР, 1960.

Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits on the Yellowknife district. Geol. Surv. Canada Mem., N 310, 1961.

Boyle R. W. Fahlbands sulfide schists, and ore deposition. E. G., vol. 63, N 7, 1968.

Chamberlain J. A., McLeod C. R., Traill R. J. and Lachance G. R. Native metals in the Muskox intrusion. Canad. Journ. Earth Sci., vol. 2, N 3, 1965.

Gammon J. B. Fahlbands in the precambrian of Southern Norway. E. G., vol. 61, N 1, 1966.

King H. F. Notes on ore occurences in highly metamorphosed precambrian rocks. Stillwell vol., 1958.

Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. Geol. Congr. XXI sess., part. XVI. Copenhagen, 1960.

Pratten R. D. Lead-zinc-silver ore deposit of the Zinc corporation and New Broken-Hill consolidated mines, Broken-Hill. Geol. Austral. deposits, 1965.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago Press, 1952.

Schreyer W., Kullrud G. and P. Ramdohr. Metamorphic conditions of ore and country rock of the Bodenmair, Bavaria, Sulfide deposit. N. Ib. Miner. Abh. band 101, Hf. 1, 1964.

Г. В. Иициксон

ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДОПИТАЮЩИХ МЕТАМОРФОГЕННЫХ СИСТЕМ

ВВЕДЕНИЕ

В создании эндогенной минерализации в верхних структурных этажах главенствующая роль принадлежит рудоносным тектоно-магматическим комплексам, т. е. определенным петрологическим типам магматических образований, контролируемых определенными типами тектонических структур (Билибин, 1955). Независимо от представления об источнике рудного вещества, рудоносные тектоно-магматические комплексы могут быть названы рудоизвлекающими системами.

Известно также, что на свойста рудоносных интрузий и масштаб проявления постмагматической минерализации сильнейшее влияние оказывают физические и химические условия локализации месторождения: минеральный и химический состав вмещающих пород, их неоднородность, характер складчатости, физическая проницаемость, тектонические нарушения и их свойства и т. д. Совокупность факторов, характеризующих физико-химические условия локализации и формирования эндогенной минерализации, может быть объединена в понятие рудолокализующей системы. Рудолокализующая система возникает там, где рудоизвлекающая тектоно-магматическая система пересекает благоприятный по тем или иным причинам участок в пределах верхнего структурного яруса.

Таким образом, любая эндогенная минерализация, локализованная в верхнем структурном ярусе, представляет собой результат сложного взаимодействия двух систем — рудоизвлекающей и рудолокализующей.

Известно, что, несмотря на тождественность петрологических свойств, тектонического положения и структурно-литологических условий формирования, потенциально рудоносные магматические комплексы могут быть либо безрудными, либо различаться элементами-спутниками, сопровождающими ведущий рудный элемент. Это означает, что при идентичности рудоизвлекающих и рудолокализующих систем постмагматическая минерализация может быть резко неоднородной по масштабам концентрации рудных элементов или по их сочетанию.

Такие факты однозначно свидетельствуют о том, что область, являющаяся источником рудного вещества, т. е. область рудопитания, неоднородна либо по своим вещественным геохимическим свойствам, либо по способности к отдаче рудных или иных элементов в период формирования рудоизвлекающих систем. Очевидно, что рудный профиль и комплексность эндогенной минерализации зависят не только от свойств рудоизвлекающих и рудолокализующих систем, но и от свойств глубинной рудопитающей системы.

В последние годы установлены отчетливые признаки зависимости эндогенного оруденения, локализованного в верхних структурных эта-

жах, не только от типа земной коры в трансрегиональном плане, но и от вещественного состава метаморфогенного фундамента или метаморфогенного слоя в пределах отдельных континентальных блоков. Так, для ряда районов Дальнего Востока и частично Северо-Востока СССР было установлено, что распределение оловоносных и золотоносных площадей, а также площадей с проявлением вольфрамовой и молибденовой минерализации диктуется не только присутствием потенциально рудоносных тектоно-магматических комплексов и благоприятной рудовмещающей средой, но и вещественным составом метаморфогенных пород, слагающих глубинные части рудоносных структур (Усенко, Чеботарев, 1965; Радкевич, Моисеенко, 1966; Щербаков, 1967 и др., а также исследования Г. И. Неронского, Л. В. Фирсова, И. Н. Говорова, В. Л. Барсукова, Ю. Н. и Э. М. Размахниных, Г. В. Ициксон и др.). Такая зависимость привела исследователей к выводу о заимствовании рудного вещества из пород метаморфогенного фундамента. Аналогичные выводы были сделаны для других районов Советского Союза в исследованиях Я. Н. Белевцева, А. А. Беуса, В. С. Домарева, Ф. А. Летникова, Г. М. Мейтува и В. В. Иванова (1971), А. И. Тугаринова, Л. В. Таусона, А. И. Семенова, А. А. Смыслова и В. К. Титова, Сердюченко (1969), О. И. Слензака, Н. Г. Судовикова, В. Т. Сургая (1966), Г. Н. Щербы (1970) и др.

А. А. Смысловым было обосновано положение, что при равных прочих условиях извлекаемость рудных элементов-примесей из каких-либо пород при последующих наложенных процессах зависит не столько от среднего содержания элементов в породе, сколько от градиентности (неоднородности) этого содержания: чем больше нарушен первичный кларк, т. е. чем больше геохимическая неоднородность, тем более подготовлена порода к отдаче такого элемента; ведущая роль в создании геохимической градиентности принадлежит региональному метаморфизму (Семенов, Смыслов, 1967, и др.). По-видимому, представление А. А. Смыслова о геохимической неоднородности как одной из причин последующей геохимической активности горных пород может быть названо принципом геохимической градиентности.

Зависимость металлоносности эндогенной минерализации, локализованной в верхних структурных этажах, от глубинной метаморфогенной геохимической неоднородности означает, что метаморфогенные фации являются продуктивной рудопитающей системой для последующих наложенных стадий формирования тектоно-магматических рудоизвлекающих систем. При этом, в соответствии с упомянутым принципом геохимической градиентности, метаморфогенная рудопитающая система является средой, геохимически наиболее подготовленной к последующей отдаче вещества.

Исследования, ведущиеся автором с 1965 г., показали, что, кроме критериев, учитывающих совокупность свойств тектоно-магматических рудоизвлекающих и рудолокализующих систем, при оценке и прогнозировании крупных рудоносных территорий или отдельных их участков основным геологическим критерием должен быть геохимический тип рудопитающей системы. Установлено, что на геохимическую специализацию метаморфических пород влияет не столько первичная вещественная неоднородность осадочно-вулканогенных толщ, подвергшихся метаморфизму, сколько геодинамические поля напряжений — сжатия или расширения,— возникающие в период метаморфизма в глубинных частях рудоносных структур в процессе их направленного тектонического развития (например, поля сжатия в глубинных частях региональных надвигов, зон милонитизации, изоклинальной складчатости и др. и поля расширения в сводовых частях воздымающихся блоков). Геохимически специализированные метаморфогенные фации — фации сжатия и расширения, созданные глубинными полями напряжений,— служат рудопи-

тающей системой по отношению к эндогенной минерализации, формирующейся в верхних структурных этажах. Месторождения и проявления эндогенной минерализации в верхних структурных этажах являются эпицентрами, проектирующими глубинные геохимические аномалии метаморфогенной рудопитающей системы.

Принципы использования состава и глубины нахождения рудопитающих метаморфогенных фаций в качестве геологических критериев прогнозной оценки конкретных проявлений эндогенного оруденения рассмотрены на примере оловоносных и золотоносных площадей Приамурья. На этих территориях намечены тектоно-геохимические типы метаморфогенных рудопитающих систем сжатия и расширения, рассмотрена глубинная тектоно-геохимическая зональность метаморфогенного фундамента, особенности его подземного рельефа и расположение в нем продуктивных фаций. Проведен анализ пространственных соотношений между составом и глубиной нахождения продуктивных метаморфогенных фаций и расположением над ними в верхних структурных этажах проявлений олова, золота и др. На основе оптимального сочетания этих двух факторов намечены перспективные площади. Частично результаты исследований опубликованы (Ициксон, 1969, 1970; Ициксон, Кутырева, 1971а).

ИСХОДНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В постконсолидационные стадии развития структур или стадии тектоно-магматической активизации магматические образования и сопровождающая их эндогенная минерализация локализованы либо в слабодиагенезированном осадочном или осадочно-вулканогенном чехле при неглубоком залегании метаморфогенных пород, либо в самих метаморфогенных породах (Щеглов, 1968; Комаров, Хренов, 1963; Томсон, 1962, и др.). Это означает, что глубинная часть рудоизвлекающих тектоно-магматических систем формируется в метаморфогенных породах, т. е. породах, сложенных ассоциациями минералов, кристаллохимические и геохимические свойства которых зависят от типа метаморфизма.

Возможность вхождения и накопления элементов-примесей в минералах, в том числе и метаморфогенных, при равных прочих условиях (свойства элемента-примеси, обстановка кристаллизации и т. д.) зависит от двух свойств минерала-хозяина — его состава и особенностей структуры (по Н. В. Белову, В. С. Соболеву, А. Е. Ферсману, В. В. Щербине и др.). Универсальной реакцией, фиксирующей изменение этих двух свойств любого минерала, является изменение параметров его элементарной ячейки, в том числе и ее объема. В качестве относительного показателя изменения объема может быть использована константа структурной рыхлости ω, характеризующая средний объем одной структурной частицы *. Изменение объема, т. е. деформация сжатия — расширения, суммарно отражает эффект любых изменений, происходящих в кристалле, и новая решетка по сравнению с исходной всегда структурно сжата ($\omega_0 > \omega_n$) или расширена ($\omega_0 < \omega_n$). Разница в величинах средних атомных объемов ($\Delta\omega$) в группах химически родственных соединений является относительным показателем их кристаллохимического

* Равнозначная среднему атомному объему структурная рыхлость $\omega = \frac{M}{dn}$ или $\omega = \frac{v}{1{,}66Zn}$ где M — молекулярный вес, d — плотность минерала, v — объем элементарной ячейки, z — количество формульных единиц на элементарную ячейку, n — количество структурных частиц за исключением водорода (по Евзиковой, 1966; Евзиковой, Ициксон, 1969). Средний атомный объем использован при анализе глубинного строения Земли в ряде работ (Галдин, 1970; Бадалов, 1971; Берч, 1966; Магницкий, 1968, и др.). Применение объемного эффекта при анализе процессов минералообразования рассмотрено В. А. Рудником и Ю. В. Казицыным (Казицын, Рудник, 1968), а также В. И. Лебедевым (1971).

сродства, относительной мерой энергетического барьера и скорости реакции: чем меньше $\Delta\omega$, тем легче совершается преобразование и тем больше его скорость (меньше энергия активации); в соответствии с правилом Оствальда, в единых генетических рядах минеральных преобразований процесс подчинен принципу $\min\Delta\omega$ (Ициксон, 1969, 1970). В табл. 1 приведены величины ω некоторых минералов и соединений.

Установлено, что геохимическая емкость минералов по отношению к тем или иным элементам-примесям, а следовательно, и геохимическая емкость кристаллических пород (геохимическая специализация) коррелируется со структурным сжатием — расширением, т. е. с тенденцией суммарного уменьшения или увеличения межатомных расстояний в минерале и в породе в целом (Ициксон, 1969, 1970; Ициксон, Кутырева, 1970, 1971 а, *б*). Зависимость между типом упаковки атомов в структурах минералов и структурной рыхлостью ω отмечена В. И. Лебедевым (1971).

В соответствии с представлениями Г. Д. Ажгирея, Б. А. Андреева, В. В. Белоусова, П. Н. Кропоткина, А. В. Пейве, Л. М. Плотникова, О. И. Слензака, С. И. Субботина, М. М. Тетяева, В. В. Тихомирова и др., в глубинных частях любой геологической структуры или ее отдельного блока возникают поля напряжений — сжатия или расширения, знак и динамика которых отражают направленность и динамику развития конкретной структуры. По направленности геодинамических напряжений в таких глубинных полях геоструктурные области могут быть подразделены на два типа — устойчивого сжатия и устойчивого расширения. К областям, характеризующимся глубинными полями сжатия, можно отнести области региональных надвигов, линейной изоклинальной складчатости, лежачих складок и т. д.; примером структур с развитием полей расширения являются сводовые части сводово-глыбовых поднятий и отдельных блоков с тенденцией устойчивого воздымания. В глубинных полях напряжений общее геодинамическое напряжение в любом участке представляет суммарный эффект действия квазигидростатического давления (сжатия) и дополнительного наложенного тектонического напряжения, присущего характеру развития геологической структуры на той или иной стадии ее развития. Роль дополнительного давления, обусловленного наложенными тектоническими напряжениями, подчеркнута В. С. Соболевым (1960 и др.).

В кристаллах и кристаллическом веществе любое изменение напряжений (независимо от их причины) фиксируется в уменьшении или увеличении межатомных расстояний. При возрастании давления ведущая роль в изменении межатомных расстояний принадлежит давлению, влияние же температуры резко снижается (Свенсон, 1963). На уровне метаморфогенной трансформации пород, т. е. на уровне пластических деформаций, уменьшение или увеличение межатомных расстояний в глубинных полях напряжений определяется направленностью в изменении наложенного тектонического напряжения (Чередниченко, 1964).

Отсюда следует, что кристаллохимическая направленность процессов метаморфизма, а также геохимическая емкость (специализация) метаморфогенных минералов и пород в полях сжатия ($\omega_0 > \omega_n$) и расширения ($\omega_0 < \omega_n$) неизбежно различны и, при равных прочих условиях, заданы тенденцией в изменении дополнительного наложенного тектонического напряжения (Ициксон, 1970).

ПРИМЕРЫ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ТЕНДЕНЦИЕЙ СТРУКТУРНОГО СЖАТИЯ—РАСШИРЕНИЯ И СОСТАВОМ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Зависимость между структурным сжатием — расширением и поведением элементов-примесей рассмотрена на примере двух типов элементов, накапливающихся в гранитоидах: а) элементов-примесей, изоморф-

Величины структурной рыхлости ω некоторых минералов (по Н. З. Евзиковой, Г. В. Иициксон, М. Ф. Кутыревой)

Формулы	Минералы	ω ($см^3$)
	Элементы	
C	Алмаз	3,42
C	Графит	5,3
Cu	Медь	7,11
Mo	Молибден	9,40
Zn	Цинк	9,64
Au	Золото	10,21
Ag	Серебро	10,27
As	Мышьяк	12,96
Hg	Ртуть	14,08
S	α-сера	15,53
S	β-сера	16,5
Se	α-селен	16,42
Se	β-селен	17,7
Te	Теллур	20,4
Sn	β-олово	16,3
Sn	α-олово	20,6
Sb	Сурьма	18,18
Pb	Свинец	18,27
Bi	Висмут	21,31
	Сульфиды и им подобные соединения, селениды, теллуриды	
Ag_2S	Акантит	11,50
Ag_2Se	Науманнит	12,5
Ag_2Te	Гессит	13,8
AgTe	Эмпрессит	15,6
Ag_3AuTe_2	Петцит	14,05
$AgSbS_3$	Пираргирит	13,2
$AgAsS_3$	Прустит	12,6
$AuTe_2$	Калаверит	16,74
$AuAgTe_4$	Сильванит	16,7
Cu_2S	Халькозин	9,12
CuS	Ковеллин	10,2
$CuFeS_2$	Халькопирит	10,71
$CuFe_2S_3$	Кубанит	11,29
Cu_2FeSnS_4	Станнин	12,2
Cu_3AsS_4	Энаргит	11,5
Cu_2Se	Берцелианит	10,5
CuSe	Клокманнит	11,6
Cu_2Se_3	Умангит	10,5
$CuTe_2$	Риккардит	~12
ZnS	Сфалерит	11,9
ZnS	Вюртцит	12,91
ZnSe	Штиллеит	13,5
ZnTe		17,1
PbS	Галенит	15,7
PbSe	Клаусталит	17,30
PbTe	Алтаит	20,3
$PbSnS_2$	Тиллит	15,0
SnS	Герценберит	14,5
HgS	Киноварь	14,20
HgS	Метациннабарит	15,1
(Hg, Cd, Zn)S	Сауковит	14,81
HgSe	Тиманнит	17,0
HgTe	Колорадоит	20,2
AsS	Реальгар	14,9
As_2S_3	Аурипигмент	14,3
FeAs	Лёллингит	9,17
$FeAsS_2$	Арсенопирит	8,80
Sb_2S_3	Антимонит	14,68
Bi_2S_3	Висмутин	15,10
$Bi_2(Se, S)_3$	Гуанахуатит	~15,7
Bi_2Te_3	Теллуровисмутит	20,3
Bi_2Te_2S	Тетрадимит	~20
FeS	Троилит	9,0
FeS_2	Пирит	7,98
FeS_2	Марказит	8,16
$FeSe_2$	Ферроселит	9,99
$FeTe_2$	Фробергит	12,8
NiS	Миллерит	8,45
NiS_2	Ваэсит	9,2
$NiSe_2$	Блокит	10,6
$NiTe_2$	Мелонит	13,8
CoS_2	Каттьерит	8,51
$CoSe_2$	Трогталит	10,9
MoS	Молибденит	10,7
	Окислы, гидроокислы	
Al_2O_3	Корунд (α)	5,11
AlO(OH)	Диаспор	5,55
BeO	Бромеллит	4,08
Fe_2O_3	Гематит	6,5
Fe_3O_4	Магнетит	6,36
MgO	Периклаз	5,01
$Mg(OH)_2$	Брусит	8,21
SiO_2	α-кварц	7,56
SiO_2	α-тридимит	8,84
SiO_2	Коэсит	6,80
SiO_2	Стишовит	4,67
SnO_2	Касситерит	7,17
TiO_2	Рутил	6,26
TiO_2	Анатаз	6,83
UO_2	Уранинит	8,21
ZrO_2	Бадделеит	7,05
H_2O	Вода	18,06
H_2O	Лед	19,63
CuO	Тенорит	6,10
Cu_2O	Куприт	7,7
PbO	Массикот	11,6
ZnO	Цинкит	7,2
As_2O_3	Арсенолит	10,6
Bi_2O_3	Сиденит	10,0
MoO_3	Молибдит	7,6

ных с одним из петрогенных элементов (рубидий и цезий, связанные с калием в структуре калишпата; отчасти Fe^{3+}, Ti^{4+} с оловом в биотитах); б) элементов-примесей, накапливающихся в породе вслед за петрогенным элементом, но не имеющих с ним кристаллохимической общности (калий и уран в гранитоидах).

Калий, рубидий. График (рис. 1) свидетельствует о том, что накопление калия в калиевых полевых шпатах сопровождается струк-

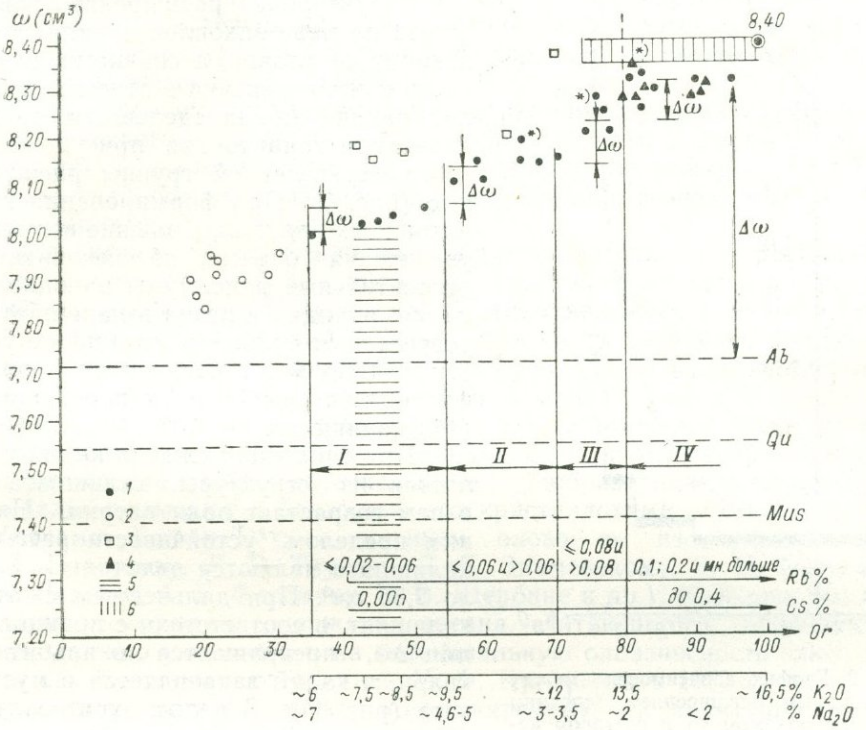


Рис. 1. График зависимости между увеличением межатомных расстояний (средним атомным объемом ω) и составом калиевых полевых шпатов (содержанием K, Rb, Cs); скачки структурного расширения в ортоклазах и микроклинах.

1 — ортоклазы и микроклины; *2* — анортоклазы; *3* — санидины; *4* — адуляры; *5* — «средний» ортоклаз; *6* — диапазон ω и ортоклазов и микроклинов, сильно обогащенных Rb и Cs; 8,40 *см*³ — ω синтетического ортоклаза; звездочкой отмечены ортоклазы и адуляры, обогащенные барием; *I—IV* — группы структурного расширения ортоклазов и микроклинов; Ab, Qu, Mus — уровни величин ω альбита, кварца, мусковита; $\Delta\omega$ — разницы в величинах средних атомных объемов.

турным расширением, т. е. происходит при тенденции $\omega_0 < \omega_n$. Потребность в пространстве, обеспечивающем этот процесс, значительна: разница в объеме между калишпатом Or_{30} и Or_{80-100} составляет около 4—5%. Накопление рубидия и цезия в калишпатах сверх нормы, присущей «среднему» калишпату, также возможно только при тенденции расширения и начинается со значений $\omega > 8{,}10$ см³. Максимальное накопление этих элементов отвечает значениям $\omega > 8{,}33$—$8{,}35$ *см*³ (Иициксон, Кутырева, 1970).

Очевидно, что в определенных геологических условиях содержания калия в калишпатах и их геохимическая емкость по отношению к рубидию и цезию зависят не только от концентрации этих элементов, температуры и давления, но и от действия того геологического фактора, ко-

торый обеспечивает возможность увеличения межатомных расстояний * в поле минералообразования, т. е. тенденцию расширения. На глубине, в области пластических деформаций (области метаморфизма), образование расширенной решетки калишпата на месте относительно сжатых решеток плагиоклазов и других минералов метаморфогенных пород возможно только в полях, где геодинамические напряжения имеют знак расширения, например при гранитизации (Ициксон, 1970).

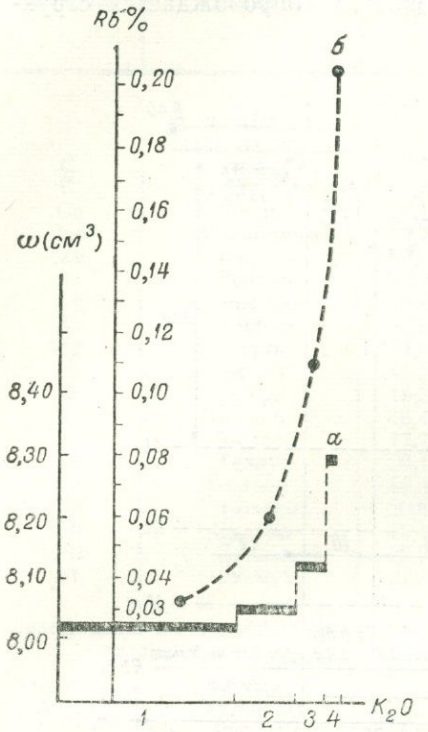


Рис. 2. График зависимости между структурным расширением (средним атомным объемом ω) и составом калиевых полевых шпатов в гранитах и пегматитах Коростеньского массива (из работы Ициксон, Кутыревой, 1971а).

а — скачки структурного расширения ортоклазов (Or) при переходе от овоидных гранитов к центральным частям пегматитов с занорышами: *1*—Or из овоидных гранитов (7,5% K_2O); *2* — Or из гранитов и пегматитов с графической и микропегматитовой структурой (9,0% K_2O); *3* — Or из центральных зон пегматитов (10,20% K_2O); *4* — Or из занорышевой зоны (14,4% K_2O). Длина ступени — приблизительная распространенность пород с Or *3—4* по отношению к гранитам с Or *1*.

б — зависимость между величиной структурного расширения ортоклазов и содержанием в них рубидия.

Структурное расширение калишпата по мере накопления калия происходит не плавно, а скачками, и емкость каждого скачка в отношении калия различна; определенным разновидностям гранитоидов присущ калишпат определенной группы расширения (рис. 1). При формировании гранитоидных пород наибольшие вспышки увеличения объема, обеспечивающие относительные максимумы накопления калия, рубидия и цезия в калишпатах, достигаются только в локальных участках, например в пегматитах (рис. 2) или в некоторых типах порфиробластов калишпата.

При тенденции сжатия калий удаляется из структуры калишпата и в нем возрастает доля натрия. Нижним пределом устойчивости решетки калишпата являются величины ω около 7,85 $см^3$. При дальнейшем сжатии калишпат, в соответствии с принципом $\min \Delta\omega$, превращается в альбит и кварц, а калий закрепляется в мусковите (рис. 1). В целом установлено (Ициксон, 1970), что важнейшим следствием структурного сжатия является кристаллохимическое фракционирование калия и натрия. При тенденции сжатия в условиях природных открытых систем, обеспечивающих удаление калия, минеральная фиксация калия ограничена; независимо от его количества в системе минералообразования, калий в условиях сжатия может входить только в решетку слюд с прогрессивно уменьшающимся полем фиксации. Натрий более приспособляем к тенденции сжатия и может накапливаться в кислом — среднем плагиоклазе, частично в слюдах и роговых обманках; пределом его минеральной фиксации в породообразующих минералах в условиях $\omega_0 > \omega_n$ является жадеит.

Таким образом, зоны сжатия являются потенциальными поставщиками калия в зоны всестороннего расширения, представляющие собой участки потенциального накопления калия.

---

* В данном случае не рассматриваются изменения в энергетическом состоянии частиц кристаллической решетки. Частично это сделано ранее (Ициксон, 1969, 1970).

График (рис. 1) показывает, что начиная с самых начальных стадий сжатия (структурное упорядочение, анортоклазизация, пертитизация) цезий и рубидий первыми покидают структуру калишпата, при этом их удаление начинается до удаления калия и появления видимых признаков изменения в самом калишпате. Следовательно, градиентность в содержаниях рубидия и цезия в калишпатах гранитоидов, слагающих какую-либо геоструктурную зону, или блок, или интрузивный массив, может отражать не только первичную неоднородность этих элементов при формировании гранитоидов (независимо от их природы), но и фиксировать наложенные процессы. В таких случаях фиксируется самая слабая (начальная) степень наложенных процессов, протекающая на кристаллохимическом уровне и остающаяся скрытой при обычных петрографо-минералогических исследованиях.

Таким образом, градиентность в содержаниях рубидия и цезия в гранитоидах какого-либо блока может информировать о динамике и направленности тектонического режима какого-либо конкретного блока и в известной степени отражать узор напряжений, возникающих в этом блоке (Ициксон, Кутырева, 1971 а).

Зависимость между тенденцией структурного сжатия—расширения и составом минерала может быть показана также на примере железомагнезиальных слюд. Известно, что биотиты являются главными породообразующими минералами — носителями олова; наиболее высоки содержания олова в сидерофиллитах — аннитах (>0,04%); в меньшем количестве олово накапливается в роговых обманках.

Среди акцессорных минералов олово накапливается в сфене, рутиле, гранате; наиболее емким концентратором олова является сфен (до 10% Sn). Вхождение олова в перечисленные породообразующие и акцессорные минералы связывают с близостью его кристаллохимических свойств со свойствами Fe^{3+} и Ti^{4+}; с магнием олово не изоморфирует (по В. Л. Барсукову, Л. В. Таусону, Е. Б. Знаменскому, З. И. Петровой, В. А. Легейдо, А. Е. Ферсману, В. В. Щербине и др.). Казалось бы, возрастание в биотитах содержания титана, считающегося проводником олова, должно указывать и на потенциальную оловоносность слюд. Однако, как показали исследования М. Ф. Кутыревой в 1970 г., титан может накапливаться и в структурно расширенных, и в структурно сжатых биотитах (рис. 3, *а*). Совершенно очевидно, что геохимическая емкость тех и других биотитов по отношению к олову различна. На это указывает поведение Fe^{3+} второго петрогенного проводника олова (рис. 3, *б*). Накопление Fe^{3+} в биотитах происходит при тенденции расширения; только при этом условии в биотитах возможно совместное накопление титана и Fe^{3+}. В совокупности оба графика свидетельствуют о том, что для изоморфного накопления олова в биотитах благоприятна тенденция расширения; в этих условиях титан является проводником олова, а точнее — его геохимическим спутником. Для накопления олова в роговых обманках также благоприятна тенденция структурного расширения (Ициксон, Кутырева, 1970).

При структурном сжатии (хлоритизации, мусковитизации, альбитизации, грейзенизации) олово должно покидать решетку биотита; в благоприятных условиях оно может закрепиться в касситерите. Образование тонкодисперсного касситерита при мусковитизации или хлоритизации оловосодержащих железистых биотитов или в участках альбитизации — явление достаточно обычное в оловорудных месторождениях. Структурным сжатием сопровождается также превращение станнина ($\omega = 12{,}2$ *см*^{3}) в халькопирит и касситерит ($\omega = 10{,}7$ и $7{,}17$ *см*^{3}). Очевидно, при тенденции структурного сжатия олово из минералов сложного состава или из изоморфной (мобильной) формы переходит в сложный окисел — касситерит либо в еще более сжатые решетки оловосодержащих акцессорных минералов.

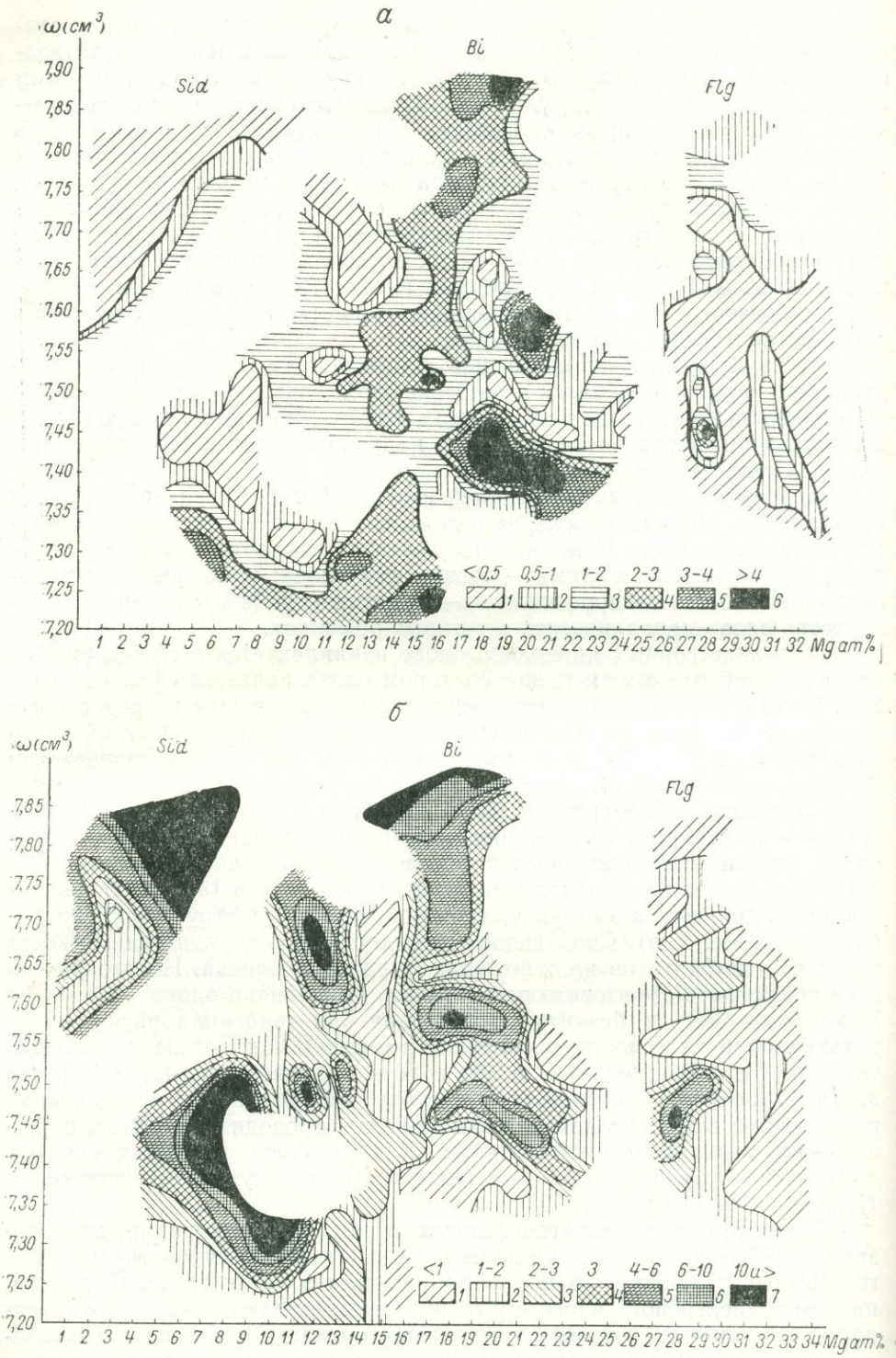


Рис. 3. График зависимости между структурным расширением и составом железо-магнезиальных слюд в полях сидерофиллитов и аннитов — Sid, биотитов — Bi и флогопитов — Flg (по М. Ф. Кутыревой, 1970). Учтено 120 образцов слюд (см. точки на графике).

а — зависимость между величиной ω, содержанием магния и титана; *1—6* — содержания титана в атомных процентах.

б — зависимость между величиной ω, содержанием магния и Fe^{3+}; *1—7* — содержания Fe^{3+} в атомных процентах.

У р а н. Приведенные примеры иллюстрируют связь между изменением межатомных расстояний и геохимической емкостью отдельных минералов по отношению к элементам-примесям. Намечаются признаки такой зависимости не только для минералов, но и для кристаллического вещества породы в целом. Примером является корреляция между тенденцией расширения и накоплением урана в горных породах.

Установлено, что ультраосновные и основные породы, а также породы глубоких фаций динамотермального метаморфизма — амфиболитовой и гранулитовой — содержат наименьшее количества урана — ниже среднего его содержания в земной коре ($3{,}6 \cdot 10^{-4}$). При этом для сланцев и гнейсов относительно неглубоких фаций метаморфизма — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой — характерна неоднородная радиоактивность с появлением локальных концентраций; их возникновение связывают как с первичной концентрацией элементов в исходных метаморфизуемых породах, так и с переотложением урана и тория, удаляемых из глубоких фаций метаморфизма (Таусон, 1961; Основные черты геохимии урана, 1963; Смыслов, 1968). Среди кристаллических пород концентраторами урана являются гранитоиды. Наиболее высокие содержания урана и тория, превышающие кларк пород кислого состава, тяготеют к калиевым гранитам так называемой «батолитовой» гранитоидной формации, образующимся за счет переработки и замещения метаморфогенных пород; уран и торий привносятся в процессе этой трансформации глубинными растворами.

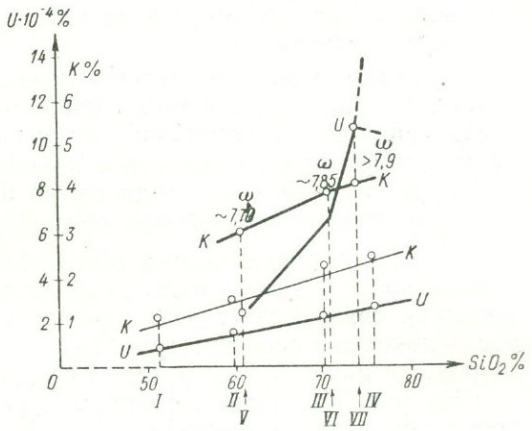


Рис. 4. Соотношение между ураном, калием и SiO_2 в интрузивных породах батолитовой гранитоидной и габбро-плагиогранитовой формации (рис. из работы Смыслова, 1968).

Габбро-плагиогранитовая формация: I — габбро, габбро-диориты; *II* — диориты, кварцевые диориты; *III* — плагиограниты; *IV* — дайки кислого состава. *Формация батолитовых гранитоидов: V* — кварцевые диориты, диориты; *VI* — биотитовые порфировидные граниты (главная фаза); *VII* — мелкозернистые лейкократовые граниты. Дополнение Г. В. Ициксон: ω — величины среднего атомного объема пород.

Известно, что калиевые микроклиновые граниты «батолитовой» формации развиты в областях длительных и устойчивых воздыманий и совместно с гнейсо-гранитами, мигматитами и мигматизированными кристаллическими сланцами участвуют в сложении различных срединных и межгеосинклинальных или пограничных массивов. На состав и облик таких гранитоидов решающим образом влияют процессы кремне-калиевого метасоматоза (гранитизации).

Обогащение ураном и торием характерно для конечных стадий формирования гранитоидов — лейкократовых гранитов и пегматитов — и происходит совместно с увеличением содержания калия и кремния. В калиевых гранитах «батолитовой» формации эта тенденция специфична: достигнув высокого уровня, содержание калия не увеличивается, тогда как содержание урана продолжает расти (рис. 4).

Установлены три формы нахождения урана в гранитоидах: 1) субмикроскопические и микроскопические выделения урановых и урано-ториевых минералов (окислы — уранинит, ураноторит, торианит, браннерит, и др.); 2) уран, изоморфно входящий в акцессорные минералы — монацит, ксенотим, ортит, циркон, сфен и др.; 3) «молекулярное» на-

хождение урана в кристаллическом веществе гранитов, предположительно в межзерновом пространстве, в дефектах кристаллических решеток, в газовожидких включениях. Эту форму называют также подвижной или выщелачиваемой; в ней предполагается преимущественное нахождение урана в виде уранил-иона $(UO_2)^{2+}$. Главная масса урана, заключенного в породе, приходится на вторую и третью формы; при небольшом количестве акцессориев — на третью форму.

В гранитоидах содержание урана в биотитах, амфиболах и пироксенах выше, чем в полевых шпатах и кварце. Однако именно в массе кварца, калишпата и плагиоклаза скапливается от 50 до 90% урана породы; к лейкократовой части тяготеет и подвижная форма урана, причем весьма характерно, что ни одному из этих минералов уран не отдает предпочтения.

Существование трех перечисленных форм нахождения урана в гранитоидах привело исследователей к выводу, что кристаллохимическая связь урана с петрогенными элементами — калием, кремнием, кальцием — отсутствует. Совместное накопление урана с этими элементами является следствием их сходного, но независимого друг от друга поведения в едином генетическом ряду формирования гранитоидов.

Итак, в породах единых серий гранитов накопление урана обнаруживает прямую зависимость от накопления калия, однако кристаллохимическая связь между этими элементами отсутствует. Возникает вопрос — какое же свойство гранитов может быть коррелировано, с одной стороны, с накоплением в них калия, с другой — с накоплением урана?

На рис. 5 показаны величины средних атомных объемов главных породообразующих минералов и средних типов горных пород — от ультраосновных до кислых. График показывает, что превращение форстерита в фаялит, энстатита в диопсид, существенно магнезиальных роговых обманок и слюд в железистые разновидности, а также весь ряд преобразования от оливинов до слюд сопровождается увеличением межатомных расстояний в минералах. Продолжает эту тенденцию переход от плагиоклаза к калиевому полевому шпату. Соответственно изменяются и межатомные расстояния в самом кристаллическом веществе горной породы; и переход от ультраосновных пород к кислым означает не только разуплотнение вещества (уменьшение удельного веса), но и общее увеличение межатомных расстояний, т. е. расширение ($\omega_0 < \omega_n$). При переходе от диорита к граниту расширение в среднем составляет около 4%, от габбро к граниту — приблизительно 6%, а между гранитом и дунитом разница около 20%.

График (см. рис. 5) позволяет утверждать, что в определенных геологических условиях возможность перечисленных превращений в ряду минералов и в ряду пород — от структурно сжатых до структурно расширенных — будет продиктована не только изменением соответствующих температур, давлений и концентраций, но и возможностью увеличения межатомных расстояний (обеспеченностью пространством). Как было обосновано ранее, в глубинных условиях, на уровне метаморфогенного преобразования пород, эти превращения заданы направленностью в изменении геодинамических напряжений в поле минералообразования и фиксируют поля напряжений с тенденцией расширения (Иициксон, 1970).

Переход от одной породы к другой, например от габбро к диориту и от диорита к граниту, означает как бы преодоление рубежной линии или зоны, отвечающей определенным величинам межатомных расстояний. Так, граница между диоритами и гранитами отвечает диапазону величин ω около 7,70—7,80 $см^3$. Это означает, в частности, что структурно сильно расширенный ортоклаз может стать ведущим типогенным минералом породы, а порода — гранитом только тогда, когда внешними

факторами обеспечен или продиктован соответствующий эффект расширения.

Возможно, детальные исследования покажут, что переход от одной породы к другой сопровождается скачкообразными изменениями объема.

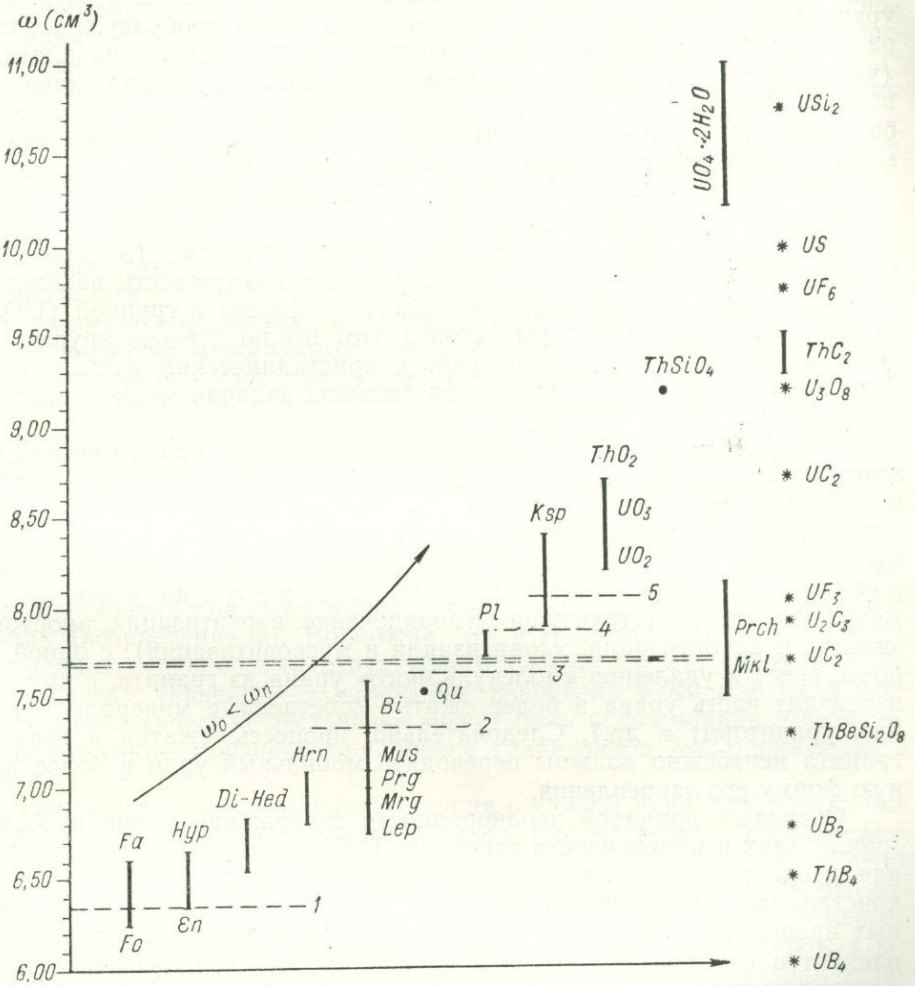


Рис. 5. Тенденция структурного расширения (увеличение среднего атомного объема ω) в породообразующих минералах и горных породах в ряду дунит — гранит—пегматит; накопление урана в веществе горных пород при тенденции увеличения межатомных расстояний.

Уровни ω пород: 1 — дунит; 2 — габбро; 3 — диорит; 4 — гранит; 5 — пегматит («средние» типы). *Уровни ω минералов:* Fo — фостерит, Fa — фаялит, En — энстатиты, Hyp — гиперстены, Di — диопсиды, Hed — геденбергиты, Hrn — роговые обманки, Bi — биотиты: Mus — мусковиты; Prg — парагонит; Mrg — маргариты; Lep — лепидолит; Qu — кварц; Pl — плагиоклазы; Ksp — калинатровые полевые шпаты; Prch — пирохлор; Mkl — микролит; UO_2 — уранинит; ThO_2 — торианит, $ThSiO_4$ — торит.

Двойным пунктиром отмечен уровень структурного расширения кристаллического вещества горных пород, выше которого возможно накопление урана. Звездочками показаны величины ω соединений урана, рассчитанные преимущественно по данным справочника (Торопов и др., 1969).

Подтверждением этому являются скачки расширения (см. рис. 1), отмечаемые ортоклазом при переходе от одной разновидности гранитов к другой (Ициксон, Кутырева, 1971, а, б).

Таким образом, накопление урана в кристаллическом веществе горных пород может происходить, во-первых, при тенденции структурного расширения; во-вторых, при достижении определенных величин расшире-

ния, когда межатомные расстояния отвечают веществу гранита ($\omega > 7{,}70$ *см*^{3}), т. е. кристаллическому веществу, в котором калий мог зафиксироваться в расширенной решетке калишпата.

Накопление урана именно в гранитах, т. е. в породах, имеющих относительно большие величины межатомных расстояний, может быть объяснено исходя из соотношений величины ω минералов и соединений урана, с одной стороны, и величин ω пород и породообразующих минералов — с другой. Несмотря на очень большую физическую плотность (удельный вес), урановые и ториевые минералы структурно сильно расширены (см. рис. 5). Очевидно, что образование соединений с такими большими величинами межатомных расстояний, сингенетичное с образованием самого кристаллического вещества горной породы, становится возможным только при достижении соответствующих межатомных расстояний в поле минералообразования.

По-видимому, пространственным соответствием (в понимании Н. И. Сафронова, 1962) определяется также возможность нахождения урана и в виде «молекулярной» мобильной формы с группой $(UO_2)^{2+}$. Соединения, в состав которых входит этот исключительно крупный катион, могут возникать сингенетично с кристаллическим веществом породы только в моменты достижения больших величин межатомных расстояний (рис. 5).

График (см. рис. 5) свидетельствует о том, что при изменении гранитов процессами, ведущими к структурному сжатию ($\omega_0 > \omega_n$), первым, в соответствии с упомянутым выше принципом $\min\Delta\omega$, начнет удаляться торий. Удаление тория, а за ним урана должно начинаться с первых моментов процесса такой направленности, задолго до того как изменение коснется породообразующих минералов. Этот же график указывает, что тенденция сжатия (структурное упорядочение, пертитизация, анортоклазизация и альбитизация, хлоритизация и мусковитизация), с одной стороны, ведет к удалению «молекулярного» урана из гранита, с другой — переводит часть урана в более сжатые собственные минералы (уранинит, ураноторит и др.). Следовательно, процессы сжатия в веществе гранита неизбежно должны переводить мобильный уран в более прочную форму его закрепления.

Очевидно, причиной неоднородности содержания урана и тория в гранитоидах и изменчивости отношеня Th/U является не только первичная неоднородность концентраций этих элементов при формировании кристаллического вещества гранитов, но и «первое дыхание» наложенных процессов, столь слабое, что оно, еще не коснувшись петрогенных элементов в породообразующих минералах, зафиксировалось лишь на кристаллохимическом уровне, отогнав наиболее крупнообъемные элементы — уран и торий. Миграция тория и урана должна начаться ранее, чем рубидия и цезия. Об этом свидетельствует сопоставление графиков (см. рис. 1 и 5). Наложенные процессы оказывают также решающее влияние и на форму нахождения урана в породе, в частности на соотношение мобильной и прочной формы его закрепления. Можно, например, уверенно предсказать, что вблизи зон надвигов в гранитоидных блоках будет увеличиваться доля собственных минералов урана и урана в акцессорных минералах и уменьшаться количесто его подвижной формы.

Таким образом, потенциальная возможность накопления определенной части урана и тория в гранитах коррелируется в совершенно конкретным свойством породы — увеличеним межатомных расстояний, или структурным расширением кристаллического вещества. Это же свойство оказывает влияние на форму нахождения урана в породе.

Из рассмотренной выше корреляции между составом калиевого полевого шпата и расширением его структуры (см. рис. 1) со всей очевидностью следует, что средняя величина межатомных расстояний в грани-

тах зависит не столько от валового количества K_2O в граните, сколько от принадлежности калишпата к той или иной группе структурного расширения. Следовательно, и накопление урана в граните потенциально предопределено не столько валовым количеством калия, сколько уровнем структурного расширения калишпата данного гранита.

Выше отмечалось, что в поздних лейкократовых фазах микроклиновых гранитов «батолитовой формации» содержание урана резко возрастает, тогда как содержание калия остается без изменения (см. рис. 4). По-видимому, одной из причин такого соотношения в содержании калия и урана является упомянутое выше скачкообразное изменение объема в структуре калишпатов, позволяющее среди ортоклазов и микроклинов наметить четыре группы, или ступени, структурного расширения (Ицикссон, Кутырева, 1971 а, б). В пределах каждой ступени (см. рис. 1) величина ω и содержание калия мало зависят друг от друга и межатомные расстояния сохраняются без заметного изменения в содержании калия. Вероятно, эта закономерность сказывается и при накоплении урана: если в момент образования кристаллического вещества достигнута требуемая величина межатомных расстояний, обеспеченная калием, то дальнейшее увеличение содержания урана может происходить без возрастания содержания калия.

Судя по соотношению величин ω (см. рис. 1 и 5), наиболее благоприятными для накопления урана в «молекулярной» мобильной форме являются фации гранитов (фации гранитизации) с калишпатом II, III, IV групп.

Можно предположить, что потенциальная емкость нормальных и лейкократовых гранитов по отношению к урану и торию должна возрастать при увеличении содержания рубидия и цезия в калиевых полевых шпатах (возрастание ω). Возможно, что в гранитоидах, не затронутых наложенными процессами структурного сжатия (и это следует особо подчеркнуть), тенденция в изменении отношения K/Rb и K/Cs в конкретной геологической обстановке может быть использована в качестве дополнительного признака при оценке гранитоидов как накопителей урана.

Таким образом, связь урана и тория с калием иная, чем кристаллохимическая связь калия, рубидия и цезия. Рассмотренные закономерности подтверждают отсутствие кристаллохимической связи урана и тория с калием. Геохимическая общность между ними состоит в том, что калий является главным петрогенным элементом-расширителем, отмечающим, при определенной минеральной форме фиксации, тот рубеж в величинах межатомных расстояний в поле кристаллизации, начиная от которого могут строиться структурно расширенные соединения урана. Калиевым минералом, отмечающим этот рубеж, является калишпат с высоким содержанием калия и большими величинами ω. Возможно, что такую связь следует назвать структурно-объемной. Роль калия сводится к потенциальному обеспечению пространства, и накопление урана и тория в гранитах оказывается зависимым от структурно-объемной емкости вещества породы в целом.

Очевидно, принцип структурно-объемной емкости кристаллического вещества может быть распространен и на другие элементы, накапливающиеся в тех или иных типах горных пород, не имея кристаллохимической (изоморфной) общности с петрогенными элементами.

ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ПОРОД

Рассмотренные примеры и исследования, проведенные ранее, свидетельствуют о том, что тенденция к уменьшению или увеличению межатомных расстояний, т. е. структурное сжатие — расширение, влияет на возможность и способ минеральной фиксации петрогенных элементов,

предрешает образование только определенного типа минералов-хозяев и направленно изменяет их геохимическую емкость по отношению к тем или иным элементам-примесям. Этот же фактор влияет на формы нахождения, а следовательно, и на прочность закрепления элементов-примесей в минералах и кристаллическом веществе породы, тем самым предопределяя их извлекаемость и мобильность при последующих наложенных процессах. В целом структурное сжатие — расширение является ведущим регулятором геохимической подвижности элементов, их миграции и накопления в минералах и кристаллическом веществе породы, а также определяется парагенезис или антагонизм элементов (Ициксон, 1970; Ициксон, Кутырева, 1970, 1971 а, б).

С позиций изменения геодинамических напряжений процессы метаморфизма в сущности совершенно не изучены. Однако выявленная зависимость между тенденцией сжатия — расширения и составом минералов и пород позволила наметить на основе перечисленных выше исходных предпосылок, во-первых, два тектоно-геохимических типа метаморфизма — в условиях сжатия и в условиях расширения, во-вторых, связь между направленностью тектонического развития какой-либо структуры и геохимической (металлогенической) специализацией ее глубинной метаморфогенной системы.

В качестве примера в данной статье рассмотрена принципиальная схема поведения при метаморфизме в условиях сжатия и расширения двух главных петрогенных элементов — натрия и калия и двух рудных— золота и олова, а также частично серы и главных халькофильных элементов. Эта схема рассмотрена в пределах глубин, отвечающих зеленосланцевой-амфиболитовой фациям динамотермального метаморфизма. Частично результаты такого анализа опубликованы ранее (Ициксон, 1969, 1970).

Выбор указанного диапазона фаций диктуется тем, что именно этот приближенный к земной поверхности метаморфогенный слой обладает наибольшей неоднородностью вещества. Геохимическая неоднородность (градиентность) в метаморфогенных породах этого слоя представляет суммарный результат действия процессов метаморфизма и реликтовой первичной неоднородности исходных толщ; метаморфизм более глубоких фаций, уничтожая первичную неоднородность, ведет к гомогенизации вещества. Следовательно, исходя из упомянутого выше принципа геохимической неоднородности, можно утверждать, что среди глубинных горных пород метаморфогенный слой именно в диапазоне зеленосланцевой — амфиболитовой фаций представляет геологическую среду, наиболее подготовленную к последующему геохимическому перераспределению вещества.

ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ НАДВИГОВЫХ ЗОН (МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ СЖАТИЯ)

Как указывалось, типовой региональной моделью областей сжатия являются зоны развития региональных надвигов, взбросов, сопровождаемых мощными зонами милонитизации, развитием опрокинутых и лежачих складок и др. В таких областях направленность глубинных геодинамических напряжений отражена непосредственно на характере развития тектонических структур в верхних структурных этажах. Одностороннее региональное перемещение масс горных пород в складчато-надвиговых зонах сопровождается процессами динамотермального метаморфизма, создающего в глубинных частях таких структур ассоциацию метаморфогенных пород от фаций диагенеза до гнейсо-сланцевых комплексов зеленосланцевой — амфиболитовой и более глубоких фаций (рис. 6).

Процессы динамотермального метаморфизма характеризуются тенденцией структурного сжатия; при этом в диапазоне выбранных нами фаций зеленосланцевая фация отвечает наименьшему сжатию (рис. 7). Как было показано выше и ранее (Ициксон, 1970), важнейшей особенностью метаморфизма в условиях сжатия является кристаллохимическое разделение калия и натрия. В результате при любом составе исходных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ глубинные поля сжатия создают систему метаморфогенных фаций совершенно определенно-

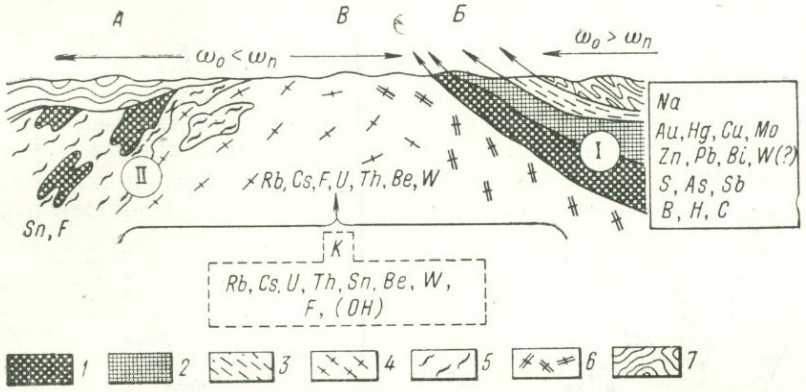


Рис. 6. Два тектоно-геохимических типа рудопитающих метаморфогенных систем.

1—3 — I тип, система сжатия (уменьшение среднего атомного объема ω), представленная зеленосланцевой — амфиболитовой фациями динамотермального метаморфизма в областях развития региональных надвигов: *1* — гнейсы; *2* — кристаллические сланцы; *3* — зоны милонитизации; геохимическая (металлогенная) специализация: накопление исходного натрия; тенденция к сегрегированию исходных халькофилов, а также Mo, W и др. (перечислены в сплошной рамке).

4—6 — II тип, система расширения (увеличение ω), представленная фациями гранитизации (Si—K-метасоматоза) в областях сводово-глыбовых поднятий (гранитоидный фундамент): *4* — калишпатовые фации сводов — граниты, гнейсо-граниты; *5* — калишпат-биотитовые и биотитовые фации склонов — гранито-гнейсы, мигматиты с реликтами пород предшествующей системы сжатия; геохимическая (металлогенная) специализация: накопление привносимых литофильных элементов (перечислены в пунктирной рамке); распределение по фациям — Sn, F — в калишпат-биотитовых фациях склонов, U, Th, Rb, Cs и др. — в существенно калишпатовых фациях сводов; *6* — участки гранитоидного фундамента, преобразованные в условиях сжатия вблизи зон надвигов; *7*—складчатые, слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи. Позиции, благоприятные для появления эндогенной минерализации в верхних структурных этажах в связи с соответствующими типами тектоно-магматических рудоизвлекающих систем: *А*—Sn, частично F (Малый Хинган, Мяо-Чан, Баджал); *Б*—Au, Hg, Mo, Cu, As, Sb, Bi, Te, Sn, W (Верхне-Буреинский, Верхне-Селемджинский районы); *В* — F, Rb, Cs, U, Th.

го кристаллохимического и петрохимического профиля. В диапазоне зеленосланцевой — амфиболитовой фаций для этой системы характерно: 1) нахождение калия только в слюдах (при широком развитии алюминиевых слюд), натрия — в полевом шпате, слюдах, роговых обманках, удаление калия; 2) накопление в породообразующих силикатах натрия, кальция, магния, алюминия, частично титана; 3) принадлежность метаморфогенных пород к «плагиоряду» (в диапазоне указанных фаций сочетаются сланцы и гнейсы, где единственным полевым шпатом является плагиоклаз). В гнейсовых фациях такие породы по составу отвечают ряду кварцевые диориты — диориты — габбро — меланократовые габбро. Появление калиевого полевого шпата в продуктах динамотермального метаморфизма в любом случае может быть связано только с наложенными процессами. В целом по минеральным ассоциациям и петрохимическим особенностям глубинная метаморфогенная система сжатия может быть отнесена к метаморфогенному фундаменту фемического и сиало-фемического профиля.

Обзор представлений по проблеме метаморфогенной концентрации рудного вещества дан в работах Н. Г. Судовикова (1965), Я. Н. Белевцева (1968), В. Н. Котляра (1970). Принципиальные особенности и

классификационные признаки метаморфогенных месторождений разработаны В. С. Домаревым (1954). Установлено, что при динамотермальном метаморфизме любая форма сегрегаций рудных и других элементов возникает исключительно за счет вещества исходных пород в процессе его метаморфогенного перераспределения как в пределах одной фации, так и во всем поле метаморфизма, при формировании всей гаммы фаций. Селективное обогащение одних элементов сопровождается удалением других. Привнос ювенильного вещества отсутствует.

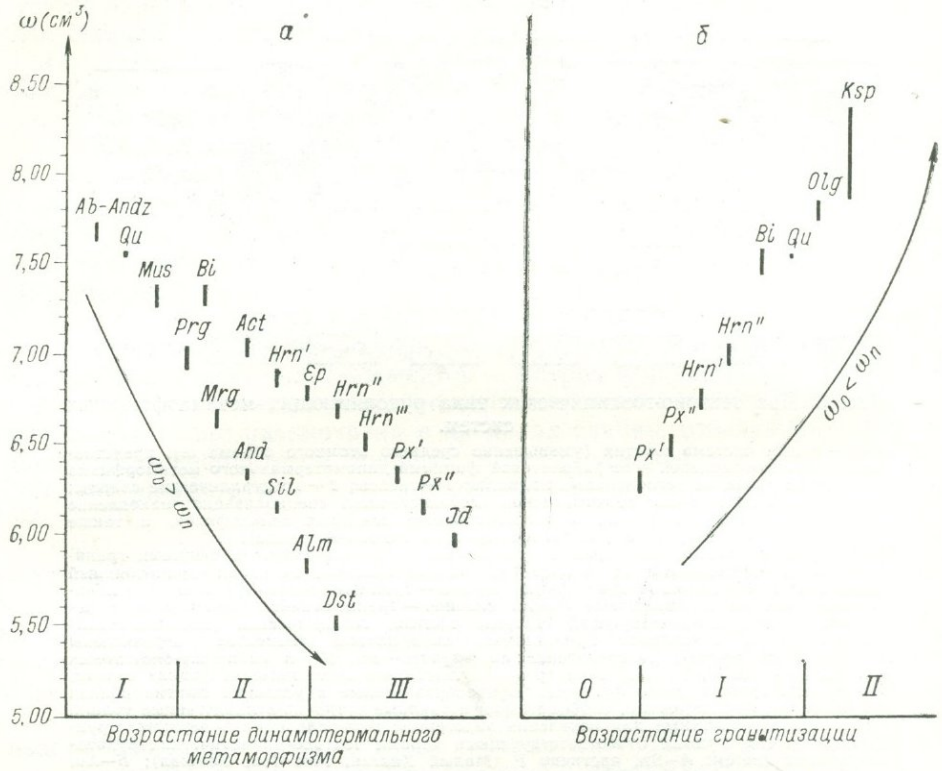


Рис. 7. Тенденция структурного сжатия — расширения при метаморфизме.

а — минеральные ассоциации метаморфизма сжатия в фациях зеленых сланцев (*I*), эпидот-амфиболитовой (*II*), амфиболитовой (*III*);

б — минеральные ассоциации метаморфизма расширения на примере кремне-калиевого метасоматоза (гранитизации) *О* — исходные породы; *I* — фация биотитовая; *II* — биотит-калишпатовая и калишпатовая фации.

Ksp — калишпат; Ab—Andz — альбит-андезин; Olg — олигоклаз; Qu — кварц; Bi — биотит; Mus — мусковит; Prg — парагонит; Mrg — маргарит; And — андалузит; Sil — силлиманит; Alm — альмандин, Dst — дистен; Act — актинолит; Ep — эпидот; Hrn — роговая обманка; Px — пироксен; Jd — жадеит. Для *а* Hrn′, Hrn″, Px′, Px″ — роговые обманки и пироксены, с уменьшающейся железистостью; для *б* Hrn′, Hrn″, Px′, Px″ — роговые обманки и пироксены с возрастающей железистостью.

Следовательно, как нам представляется, принципиальной и важнейшей геохимической особенностью метаморфогенных фаций сжатия является то, что положительные геохимические аномалии возникают только за счет исходных элементов, первично находившихся в породе.

Напомним, что повышение давления в процессе минералообразования, т. е. тенденция уменьшения межатомных расстояний, ведет к смене сложных и комплексных соединений соединениями простого состава (Щербина, 1967). Это означает, что при метаморфизме пород в условиях сжатия исходно содержащиеся в этих породах рудные элементы должны в наибольшей степени проявить сродство либо к сере, либо к кислороду — двум главным своим петрогенным партнерам, либо обнаружить свою химическую инертность (склонность к переходу в самородное со-

стояние). Следовательно, при метаморфизме в условиях сжатия неизбежно фракционирование исходных элементов в соответствии с их халькофильными и литофильными свойствами.

Рассмотрим в общих чертах направленность в поведении серы, золота, меди, ртути и некоторых других элементов при метаморфизме с тенденцией сжатия.

Халькофилы. Известно, что халькофильные элементы — золото, серебро, ртуть, свинец, цинк, сурьма, мышьяк, частично олово — характеризуются химическим сродством к сере, селену и теллуру. Главной формой накопления большинства халькофилов в земной коре являются сульфиды. Очевидно, что потенциально сульфидоносные фации метаморфизма являются и потенциально халькофильными фациями. Примером накопления колоссальных количеств халькофилов в метаморфических сульфидоносных фациях (продуктах диагенеза — динамотермального метаморфизма) являются метаморфогенные первично стратиформные месторождения свинца, цинка, меди и колчеданные месторождения, связанные с метаморфизмом вулканогенных толщ среднего — основного состава (Смирнов, 1968; Магакьян, 1969; Богданов, Кутырев, 1970; Кен, Васильев, 1970).

Анионная форма серы $-S^{2-}$ и $[S_2]^{2-}$, входящая в решетку сульфидов, возникает в восстановительных условиях, роль которых усиливается с повышением давления (Бетехтин, 1953). Следовательно, уменьшение межатомных расстояний при метаморфизме в полях сжатия предрешает для метаморфогенных фаций сжатия определенные геохимические свойства, связанные с поведением исходных халькофильных элементов-примесей и серы, а именно: 1) потенциальную сульфидоносность этих фаций, 2) сегрегирование в них в виде сульфидов первично рассеянных халькофилов, 3) тенденцию к упрощению состава сульфидов и им подобных соединений; 4) тенденцию к появлению самородной формы рудных халькофилов.

Из соотношения величин ω сульфидов следует, что нижним пределом сжатия, возможным для фиксации серы в модификациях сульфидов, присущих земной коре, являются межатомные расстояния, отвечающие величинам ω, меньшим чем 7,5 $см^3$ (Евзикова, Ициксон, 1969). Как свидетельствует опыт изучения метаморфических и метаморфизованных сульфидных месторождений свинца, цинка, меди, галенит и сфалерит, т. е. сульфиды с относительно расширенными решетками (см. табл. I), тяготеют к фациям эпигенеза — зеленосланцевой (величины ω пород более 7,5 $см^3$). В эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях преобладают пирит и пирротин, отчасти халькопирит — сульфиды с относительно сжатыми решетками. В гранулитовой и эклогитовых фациях (величины ω пород менее 7,3 $см^3$) значительные скопления сульфидных руд неизвестны. При этом с возрастанием интенсивности метаморфизма возрастает и степень переотложения сульфидов в виде жил и жилообразных обособлений.

Очевидно, возможность накопления халькофилов и серы в виде сульфидов в фациях сжатия, при равных прочих условиях, зависит от величин межатомных расстояний, отвечающих данной фации и отраженных в величинах ω. С этих позиций представляется наиболее широкой возможность фиксации структурно сжатых сульфидов железа, кобальта, никеля, а из халькофилов — меди, большинства сульфидов которой обладает сжатыми решетками, а также цинка, частично мышьяка. Минимальна возможность накопления в полях сжатия сульфидов с сильно расширенными решетками, таких как киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент и структурно-расширенных сульфосолей сложного состава (см. табл. 1). Такие минералы или совсем неизвестны, или очень редки в качестве метаморфогенных образований в пределах зеленосланцевой —

амфиболитовой фаций. Пока непонятным исключением является сильно расширенный галенит.

По-видимому, тенденция уменьшения межатомных расстояний предопределяет отсутствие в метаморфогенных фациях селенидов и теллуридов халькофильных элементов. Известно, что параметры кристаллических структур уменьшаются при переходе от теллуридов к селенидам и сульфидам (Синдеева, 1959). Такая тенденция отчетливо выражена в уменьшении средних величин межатомных расстояний (величин ω) в этом ряду (рис. 8 и 9). Несмотря на большую физическую плотность, теллуриды (7,7—8,4 *г/см*³) и селениды (6,5—8,2 *г/см*³) структурно значительно более расширены по сравнению с более легкими сульфидами (4,5—7,6 *г/см*³). Решетка $FeTe_2$ расширена более чем на 50% по сравнению с решеткой пирита — наиболее распространенного сульфида. График (рис. 8) позволяет утверждать, что образование селенидов и теллуридов зависит не только от их концентрации, но и от величины межатомных расстояний в поле минералообразования. Очевидно, при метаморфизме в условиях сжатия ($\omega_0 > \omega_n$) возможность возникновения селенидов и теллуридов минимальна; главной тенденцией в поведении этих элементов должен быть переход либо в самородное состояние, либо в элемент-примесь, входящий в более сжатые сульфиды. Например, соединения ряда PbSe — PbS известны только в неметаморфизованных осадочных образованиях, но и в них селен накапливается преимущественно в сульфидах. В колчеданных месторождениях, концентрирующих промышленные запасы селена и теллура, главная масса этих элементов накапливается уже только в виде примесей в сульфидах (Синдеева, 1959).

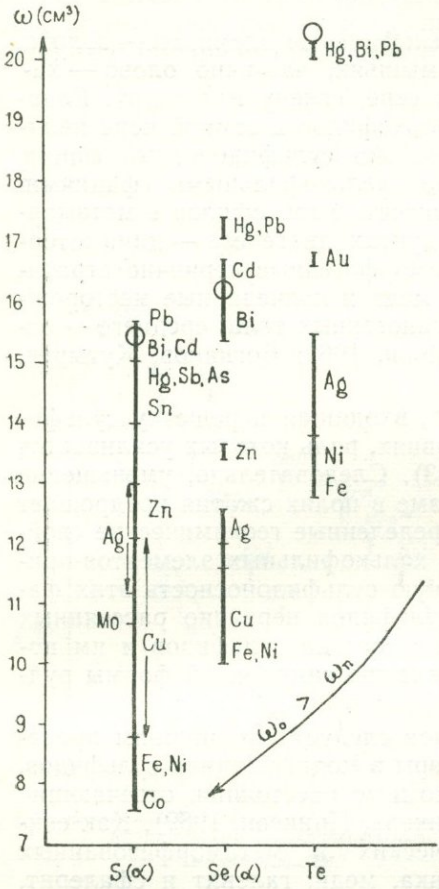


Рис. 8. Соотношения величин структурной рыхлости ω (среднего атомного объема) в ряду природных сульфидов, селенидов, теллуридов; тенденция структурного сжатия ($\omega_0 > \omega_n$) при переходе от теллуридов к сульфидам.

Кружками отмечены атомные объемы серы, селена и теллура; штрихами—диапазоны величин ω природных сульфидов, селенидов и теллуридов различных металлов (значение ω в табл. 1).

Условия сжатия предопределяют поведение исходных халькофильных элементов-примесей, обладающих повышенной самородностью. На основании соотношения изобарных потенциалов Ф. А. Летниковым (1965) намечены ряды, характеризующие тенденцию перехода элементов в самородное состояние по отношению к сере и к кислороду в пределах 300—1300° К. Увеличение самородности при 300° К в этих рядах характеризуется следующей последовательностью элементов: по отношению к сере — Sn, Pb, Fe, Pt, Cu, Os, Bi, Sb, Hg, As, Ag,Au; по отношению к кислороду — Sn, Fe, As, Sb, Pb, Bi, Cu, Te, C, Os, Se. При 500° К самородность ртути увеличивается в обоих рядах. По отношению к кислороду аналогичный ряд для халькофилов установлен ранее А. Ф. Капустинским (Ферсман, 1953, т. IV, табл. 250). Антагонистич-

ность халькофилов к кислороду по сравнению с серой В. В. Щербина (1969) характеризует рядом V—Mn—Sn—Fe—Co—Ni—Zn—Cd—Pb—Cu—Ag—Hg.

Увеличение самородности по отношению к сере означает тенденцию в уменьшении прочности связи халькофилов с серой. Например, связь свинца с серой в галените значительно прочнее, чем в остальных типичных халькофилах. Цинк в самородном виде в природе неизвестен.

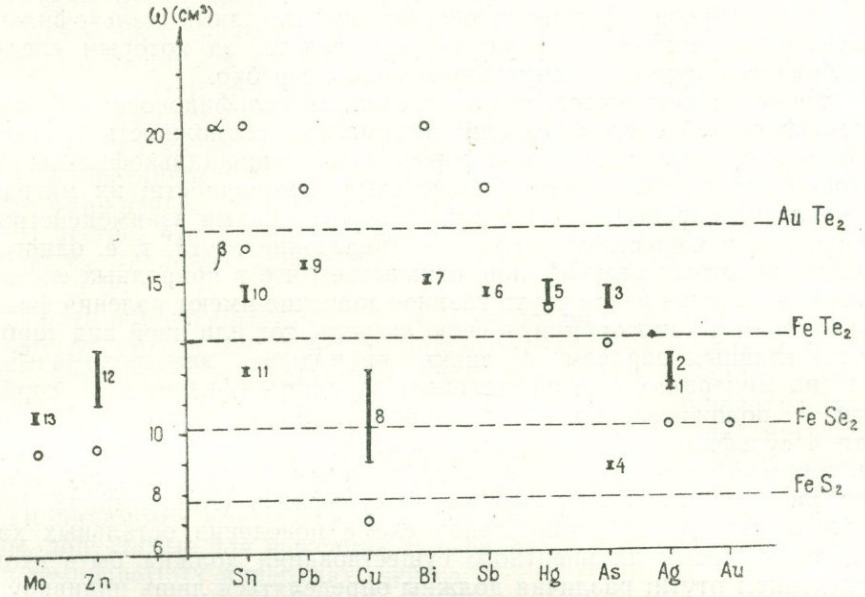


Рис. 9. Соотношение между структурным расширением сульфидов (средним атомным объемом ω) и самородностью халькофилов по отношению к сере. Ряд возрастания самородности халькофилов (абсцисса) дан по А. Ф. Летникову (1965) для 300° К; исключены Fe, Pt, Os; отсутствующие в ряду А. Ф. Летникова Mo и Zn показаны вне графика.

Кружками отмечены атомные объемы элементов, пунктиром — уровни наиболее сжатых соединений железа и золота.

1 — акантит; *2* — пираргирит, пруст ит; *3* — реальгар, аурипигмент; *4* — арсенопирит; *5* — киноварь, метациннабарит, сауковит; *6* — антимонит; *7* — висмутин; *8* — халькозин, ковеллин, халькопирит, кубанит, станнин; *9* — галенит; *10* — герценбергит, тиллит; *11* — станнин; *12* — сфалерит, вюртцит; *13* — молибденит.

Характерно место золота в этом ряду. Известно, что золото в природных условиях из халькогенидов связывается только с теллуром; селениды и сульфиды золота в природе не установлены. Как свидетельствует график (см. рис. 8), при тенденции структурного сжатия уже начиная с межатомных расстояний, отвечающих величинами ω, меньшим 16 *см*³, золото должно либо переходить в самородное состояние, либо в определенных условиях может входить в состав интерметаллических соединений (ω около 10—11 *см*³).

В целом величины ω сульфидов халькофилов совпадают с рядом их самородности по отношению к сере, за исключением свинца (см. рис. 9). Ртуть, сурьма, висмут, мышьяк, характеризующиеся наименее прочной связью с серой, и соответственно, повышенной самородностью, в большинстве случаев образуют структурно расширенные сульфиды или сульфосоли сложного состава. В процессах метаморфизма при тенденции сжатия возможность закрепления перечисленных элементов в решетках таких сульфидов крайне ограниченна.

Решетки окислов всегда более сжаты, чем решетки соответствующих сульфидов (см. табл. 1). Соответственно, при тенденции сжатия

(увеличении давления) следует в целом ожидать смену сульфидов окислами. Эта закономерность рассмотрена В. В. Щербиной (1969) с позиций изменения плотностей минералов. Однако, учитывая повышенный антагонизм типичных халькофилов к кислороду, отраженный в приведенном выше ряду, можно утверждать, что в полях сжатия, где величины межатомных расстояний не допускают возможности фиксации сульфидной серы, или при недостатке исходной серы в метаморфизуемых породах совершенно неизбежно появление не окисной, а химически инертной (элементарной) формы существования исходных халькофильных элементов-примесей — в первую очередь золота, за которым следуют ртуть, мышьяк, сурьма, висмут, затем медь и серебро.

Отсюда следует вывод, что за пределами сульфидоносных фаций в метаморфогенной системе сжатия минимальна возможность изоморфной и иной химически связанной формы нахождения халькофильных элементов-примесей, обладающих свойствами самородности; их миграция и накопление определяется какими-то иными типами взаимодействия с минералами и веществом пород. Так, поведение ртути, т. е. одного из наиболее инертных халькофилов, показывает, что в природных системах в миграции и накоплении ртути главное значение имеют явления физической сорбции и хемосорбции; в свою очередь, тот или иной вид сорбции зависит главным образом от знака природного электрохимического поля (на минералах с отрицательным зарядом — физическая сорбция ртути, с положительным — хемосорбция). В частности, накопление ртути в сульфидах — пирите, халькопирите — при отсутствии киновари в значительной степени связано с сорбционными явлениями, обусловленными электрохимическими свойствами сульфидов (Хайретдинов, 1971).

Очевидно, что принципиальная схема поведения остальных халькофилов во время их инертного существования должна быть сходна с поведением ртути; различия должны определяться лишь индивидуальными свойствами каждого элемента.

Роль электрохимических полей в миграции и накоплении элементов-примесей пока еще мало изучена, но в последние годы привлекает особое внимание. Установлено, например, что накопление в виде примеси в сульфидах халькофилов с повышенной самородностью (золото, серебро, ртуть, сурьма) коррелируется со знаком и величиной термоэлектродвижущей силы (исследования И. А. Хайретдинова, В. Г. Прохорова и А. Д. Титаренко, М. С. Сахаровой, В. И. Красникова, Е. В. Розовой, и др.). Нет сомнения, что электрохимические свойства кристаллов и кристаллического вещества, в сильнейшей степени зависящие от дефицита катионов или анионов (Ормонт, 1957), неизбежно должны коррелироваться с тенденцией структурного сжатия — расширения и могут быть заданы этой тенденцией.

Примером поведения самородного халькофила при метаморфизме в условиях сжатия является образование метаморфогенных сегрегаций золота за счет золота, первично рассеянного в осадочных и существенно вулканогенных толщах основного состава (Буряк, 1965; Воларович, 1969; Моисеенко, 1971; Шер, 1970; Щербаков, 1967 и др.)*. Содержания золота в метаморфогенных породах обычно невысоки (0, *n г/т*), но в массе их накапливаются значительные количества этого металла. Известно, что именно за счет размыва золотосодержащих метаморфогенных толщ, а также сланцев-диафторитов возникают богатейшие россыпи. Опыт изучения метаморфогенных концентраций золота свидетельствует о том, что для его сегрегирования оптимальна зеленосланцевая и

---

* Литература, посвященная метаморфогенным концентрациям золота в СССР и за рубежом, настолько обширна, что потребовала бы специального обозрения. Здесь перечень ограничен обобщающими работами (преимущественно по восточным регионам) с обширной библиографией.

отчасти эпидот-амфиболитовая фации, образовавшиеся за счет осадочно-вулканогенных толщ среднего — основного состава и разнообразных сланцев, первично обогащенных органическим веществом, т. е. за счет пород, которым по тем или иным причинам исходно присущи повышенные концентрации золота. Г. П. Воларовичем (1969) намечено несколько ведущих типов метаморфогенной золоторудной минерализации в толщах слоисто-кристаллических пород: слабопиритизированные зоны окварцевания (силицитофиллиты), зоны сульфидизации (пирит, пирротин), зоны метаморфогенных прожилков и линз кварцевого и иного состава, прослои и линзы метаморфизованных конгломератов, золотосодержащие итабириты (кварц-магнетит-гематитовые породы типа железистых кварцитов). В метаморфогенных породах золото либо сегрегируется в самородном виде, либо накапливается в сульфидах — большей частью в пирите, халькопирите и арсенопирите. По данным М. С. Сахаровой, И. А. Хайретдинова, В. И. Красникова и др., в осаждении золота сульфидами важнейшую роль играют электрохимические свойства сульфидов.

Известно, что для метаморфогенного золота характерна высокая пробность. Удаление серебра фиксирует тенденцию структурного сжатия (см. табл. 1).

Среди породообразующих силикатов повышенные содержания золота наблюдаются в железо-магнезиальных силикатах — оливинах, пироксенах, биотитах; для изверженных пород намечается положительная корреляция золота с магнием (Щербаков, 1967). Можно предположить, что тенденция структурного сжатия, выраженная в возрастании магнезиальности силикатов, обеспечивает благоприятные сорбционные свойства кристаллического вещества по отношению к химически инертному золоту. По-видимому, в полях сжатия, где степень сжатия превышает величины, допустимые для фиксации сульфидов, золото может накапливаться в темноцветных минералах гнейсов.

Как полагает В. Т. Сургай (1966), для накопления ртути, а также сурьмы и мышьяка сингенетично с формированием осадков наиболее благоприятны следующие формации — железисто-кварцитовая, сурьмяно-ртутно-карбонатная, углисто-кремнистая и углисто-терригенная, марганцово-кремнистая.

Ртуть является одним из инертных халькофилов, и, если бы не исключительно высокая ее летучесть, нахождение ртути в самородной форме было бы не менее обычным, чем золота (Сауков, 1946). При метаморфизме в полях сжатия поведение ртути, исходно содержащейся в метаморфизуемых породах, в принципе должно быть таким же, как и золота, т. е. характеризоваться тенденцией к переходу в самородное состояние. Однако переход ртути в самородное состояние предрешает и переход ее в газовую фазу. Это означает, что возможность консервации исходной ртути в полях сжатия несоизмеримо меньше, чем золота, и, в соответствии с упомянутыми исследованиями И. А. Хайретдинова (1971), полностью зависит от свойств среды, обеспечивающих сорбционный эффект. Так, при условиях, не допускающих образование структурно расширенной киновари, ртуть накапливается в других сульфидах. К накопителям ее принадлежат пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и ряд других сульфидов (по Н. Х. Айдиньян, С. Т. Бадалову, В. Э. Пояркову, А. А. Саукову и др.). Следовательно, для инертной формы ртути, также как и для золота, сульфидоносные фации в метаморфогенной системе сжатия являются потенциальными положительными геохимическими глубинными аномалиями. Очевидно, к ним же принадлежат железорудные и марганцоворудные фации (Сургай, 1966; Айдиньян, Озерова, 1968) *.

* В данной статье не рассматриваются структурные условия накопления ртути и других халькофилов, например, исключительно важная роль чешуйчато-надвиговых структур и т. д.

Поскольку в полях сжатия совершенно несомненно нахождение ртути в самородной форме, в которой она способна амальгамировать многие элементы, возникает вопрос — какова судьба золота и других халькофилов при совместном их нахождении с ртутью в полях сжатия. В связи с этим особого внимания заслуживает предположение о роли ртути как транспортера рудных и петрогенных элементов (Хайретдинов, 1971).

Наиболее близко с поведением ртути в полях сжатия должно быть поведение мышьяка, и вероятно, сурьмы и висмута. Высокая степень структурного расширения их сульфидов исключает возможность накопления этих элементов в рассматриваемых фациях сжатия. Исключением при наличии исходного железа является мышьяк (арсенопирит). Очевидно, для мышьяка, также как и для ртути, сурьмы и частично висмута, в полях сжатия должна быть ведущей тенденция к переходу в самородное (элементарное) состояние с промежуточным накоплением в сульфидах других халькофилов.

Для сегрегирования меди и цинка, как указывалось, наиболее благоприятны сульфидизированные фации метаморфогенной системы сжатия, где эти элементы накапливаются в виде сульфидов. При отсутствии сульфидов в изверженных и метаморфических горных породах породообразующими минералами—носителями меди и цинка являются биотиты и частично роговые обманки (исследования Л. В. Таусона, Д. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина, А. В. Рабиновича, А. А. Предовского, С. Т. Бадалова, Б. М. Меликсетяна, И. М. Голованова и мн. др.). Медь обнаруживает прямую корреляцию с Fe^{2+}; цинк также коррелируется с Fe^{2+}, но отчетливо тяготеет и к магнию (Таусон, 1961). Учитывая, что в условиях сжатия, при отсутствии активной серы, одной из форм нахождения меди должна являться самородная (элементарная) форма, можно предположить, что корреляционная связь меди с Fe^{2+} и магнием отражает не только кристаллохимические (изоморфные) связи, но и сорбционные явления. По-видимому, структурное сжатие, фиксированное в роговых обманках и биотитах (см. рис. 3) возрастанием содержания Fe^{2+} и магния, обеспечивает и соответствующий электрохимический эффект, благоприятный для накопления меди. Эти силикаты за пределами сульфидоносных фаций сжатия оказываются главными накопителями меди и цинка в меланократовых сланцах и гнейсах. Представления о большом значении атомарной формы существования цинка в кристаллических породах («металлический туман») было высказано Л. В. Таусоном (1961), меди — Б. И. Злобиным (1969).

Поведение молибдена при метаморфизме изучено весьма мало, повышенные содержания его характерны для сульфидизированных сланцев и сланцев, богатых углистым веществом; особая роль в осаждении молибдена, как считают исследователи, принадлежит сульфидам железа (Студенникова, 1971). Поскольку главной природной формой нахождения молибдена является сульфид, можно считать, что сульфидные фации сжатия являются его потенциальными накопителями.

Для метаморфогенных рудопроявлений золота, кроме золотоносных кварцево-шеелитовых жил, характерен шеелит. Шеелит является на редкость постоянным спутником золота в россыпях и шлиховых ореолах, а также обнаруживается в протолочках из рудных и вмещающих пород. Возможно, что процессы динамотермального метаморфизма способствуют такой форме концентрации вольфрама.

Таким образом, поля сжатия в диапазоне зеленосланцевой — частично амфиболитовой фации по ассоциации петрогенных элементов, кристаллохимической форме их фиксации, восстановительным условиям и режиму серы являются потенциальными геохимическими концентраторами сульфидной серы, золота, меди, цинка, ртути, мышьяка и других халькофилов.

Весьма важным представляется выяснение поведения минерализаторов в зависимости от сжатия — расширения. В частности, известно, что содержание фтора в биотитах и роговых обманках уменьшается с возрастанием метаморфизма (Костюк, 1970; Ушакова, 1971). Бор, повидимому, более склонен к накоплению в условиях сжатия. В полях сжатия накапливается в самородном состоянии исходный углерод (графит).

Можно также утверждать, что важнейшим и неизбежным следствием процесса структурного сжатия, диктующего восстановительные условия, должно быть появление свободного водорода. Автором ранее было обосновно положение, что тенденция сжатия ведет к более прочному закреплению кислорода в кристаллическом веществе горных пород (Ициксон, 1970). Появление свободного водорода при дефиците реагентного кислорода, в свою очередь, должно способствовать переходу халькофильных элементов в самородное (инертное) состояние (Летников, 1965).

Может быть высказано предположение, что поля сжатия в пределах зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций по отношению к халькофильным элементам представляют собой систему природных катодов.

О л о в о. В природном минералообразовании доминируют литофильные свойства олова при очень ограниченном сродстве его с серой (Щербина, 1947). Соответственно, при метаморфизме в условиях сжатия поведение олова должно быть иное, чем типичных халькофилов. Комплексный состав и большая структурная рыхлость главных сульфидов олова — станнина и циллиндрита — определяет их неустойчивость в условиях сжатия; фиксация таких сульфидов в пределах зеленосланцево-амфиболитовой фаций метаморфизма весьма ограниченна. Очевидно, что в условиях сжатия халькофильные свойства олова неизбежно должны быть подавлены.

Как указывалось выше, накопление олова в его породообразующих минералах-носителях — биотитах и частично роговых обманках — возможно при структурном расширении, эффект которого фиксируется накоплением Fe^{2+}, отчасти Ti (см. рис. 3). В условиях сжатия, усиливающего отрицательную корреляцию Fe^{3+} с магнием, изоморфная емкость биотитов и роговых обманок по отношению к олову прогрессивно уменьшается. Следовательно, в полях сжатия, в сланцах и гнейсах, не затронутых процессами наложенного кремне-калиевого метасоматоза, неизбежно уменьшение изоморфной (относительно мобильной) формы олова. Об этом свидетельствуют более низкие содержания олова в кристаллических сланцах и гнейсах по сравнению с гранитами (Знаменский и др., 1964). Накопление олова в гранитах характеризует его накопление в условиях структурного расширения (см. рис. 5).

Как рассмотрено выше и ранее (Ициксон, 1970), преобразование гранитов в условиях сжатия (хлоритизация, мусковитизация, альбитизация) ведет к удалению олова из биотитов и роговых обманок. В благоприятных условиях (наличие реагентного кислорода) оно может закрепиться в касситерите — например, в метаморфогенных производных кислых исходных пород — либо перейти в еще более сжатые решетки акцессорных минералов — носителей олова — рутила, сфена, граната (при повышенных содержаниях кальция и титана в исходных метаморфизуемых породах).

Следовательно, в гранитоидах, по тем или иным причинам претерпевших воздействие сжатия, например вблизи зон региональных надвигов, (рис. 6) неизбежно изменение формы нахождения олова в соответствии с указанной тенденцией.

Таким образом, важнейшей геохимической особенностью полей сжатия по отношению к олову является: 1) прогрессирующее уменьшение наиболее извлекаемой изоморфной формы олова в биотитах и роговых

обманках; 2) переход олова либо в наиболее прочное окисное соединение — касситерит, либо в акцессорные минералы — носители олова.

Уран. Основные особенности поведения урана при тенденции сжатия рассмотрены выше. Напомним, что важнейшим радиогеохимическим результатом процесса сжатия является прогрессирующее уменьшение наиболее извлекаемых, внеминеральных подвижных форм нахождения урана в кристаллическом веществе горных пород и переход его в прочные структурно сжатые собственные минералы (окислы) или в еще более сжатые урансодержащие акцессорные минералы.

Можно заключить, что поля сжатия создают геохимически специализированную систему метаморфогенных фаций сжатия, обладающих определенной активностью по отношению к последующим процессам. В пределах зеленосланцевой — амфиболовой фаций для этой системы характерны следующие свойства:

1. Возникновение минералов с прогрессивно уменьшающимися величинами межатомных расстояний (среднего атомного объема ω); накопление в силикатной форме исходных натрия, магния, алюминия, кальция; удаление калия, отсутствие калиевых полевых шпатов при господстве плагиоклазов ряда альбита — андезина; фиксация калия только в слюдах.

2. Восстановительная обстановка по отношению к халькофильным элементам-примесям и сере: сегрегирование исходных халькофилов в сульфидах (либо в виде собственных минералов, либо в виде элементов-примесей) или переход их в химически инертное (элементарное) состояние. За пределами сульфидоносных фаций сжатия ведущей формой закрепления халькофилов в минералах и породах, по-видимому, является сорбция — хемосорбция или физическая сорбция, обусловленная свойствами электрохимического поля минерала или породы.

3. Существование нижних пределов сжатия, лимитирующих минеральную фиксацию халькофилов, а также селена и теллура и тем самым диктующих их перераспределение в полях сжатия. Это означает, что потенциальными накопителями халькофилов являются относительно неглубокие фации динамотермального метаморфизма, в особенности зеленосланцевая и частично эпидот-амфиболитовая фации. Особенно следует подчеркнуть, что для халькофилов, обладающих повышенной чувствительностью к тенденции сжатия и, соответственно, повышенной самородностью, т. е. химической инертностью (золото, ртуть, сурьма, мышьяк, отчасти висмут), кроме сульфидоносных фаций, особое значение должны иметь метаморфогенные фации или какие-либо отдельные их участки, являющиеся электрохимическими барьерами на пути миграции таких элементов. По-видимому, эти же условия влияют на накопление селена и теллура.

4. Усиление геохимического сообщества халькофилов с натрием и магнием в горных породах в условиях сжатия.

5. Тенденция к удалению из полей интенсивного сжатия исходных литофильных элементов-примесей (U, Th, Rb, Cs, Sn и др.) с частичным закреплением их в решетках окислов иил изоморфно в акцессорных минералах, что обусловливает химически прочную связанность литофильных элементов-примесей и, следовательно, их относительно трудную извлекаемость из метаморфогенных пород при последующих наложенных процессах.

6. Нахождение халькофилов в виде сульфидов — химически наименее стойком классе минералов — или в самородном состоянии в качестве сорбатов. Это означает, что в породах метаморфогенной системы сжатия халькофильные элементы закреплены с минимальной прочностью химической связи. Следовательно, важнейшим свойством метаморфогенной системы сжатия являются наибольшая мобильность (легкая извлекаемость) халькофилов, за исключением олова, при последующих

процессах формирования рудоизвлекающих систем. Могут быть намечены две ассоциации халькофилов по убывающей способности к извлечению: а) теллур, селен, золото, висмут, мышьяк, сурьма, ртуть (наиболее извлекаемая ассоциация); б) сера, свинец, цинк, медь (более прочно закрепленная).

Поскольку в полях сжатия селективные концентрации элементов возникают только за счет исходного вещества метаморфизуемых пород, наиболее продуктивные глубинные рудопитающие метаморфогенные системы сжатия (ассоциации кристаллических сланцев и гнейсов динамотермального метаморфизма) образуются за счет осадочно-вулканогенных толщ и магматических образований среднего — основного состава и богатых органическим веществом осадочных пород, накапливающихся в условиях сероводородного заражения, а также за счет любых иных осадочных пород, по тем или иным причинам первично обогащенных халькофилами и серой.

Предварительная схема геохимической специализации полей сжатия дана в табл. 2.

Геоструктурные области, глубинные части которых сложены метаморфогенной рудопитающей системой сжатия, в частности зоны развития региональных надвигов, милонитизации и т. д., потенциально благоприятны для появления в верхних структурных этажах, в связи с соответствующими рудоизвлекающими системами, эндогенной минерализации золота, ртути, сурьмы, мышьяка, висмута, селена, теллура, свинца, цинка, меди и молибдена; при этом в месторождениях и рудных полях возможно любое количественное соотношение перечисленных элементов. Следует подчеркнуть, что в пределах континентальных блоков образование медно-порфировых месторождений, содержащих также молибден, возможно только при наличии метаморфогенной рудопитающей системы сжатия, не затронутой или очень слабо затронутой процессами гранитизации.

ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ КУПОЛОВИДНЫХ И СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ (МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ РАСШИРЕНИЯ)

Как указывалось, поля расширения возникают в сводовых частях сводово-глыбовых поднятий и сходных с ними по знаку движения структурах. На глубине в области пластических деформаций процесс расширения компенсируется образованием ассоциаций минералов с возрастающими межатомными расстояниями ($\omega_0 < \omega_n$). Наиболее распространенным региональным типом метаморфизма, протекающего при тенденции структурного расширения, является гранитизация в виде бикатионного кремне-калиевого метасоматоза (см. рис. 6 и 7). Процессы кремне-калиевого метасоматоза всегда наложены на продукты предшествующего динамотермального метаморфизма, т. е. метаморфизма сжатия. Наиболее обычно наложение процессов кремне-калиевого метасоматоза на продукты глубоких фаций метаморфизма *. Это означает, что гранитизация характерна для глубин, отвечающих области пластических деформаций горных пород. Чтобы в таких условиях на месте кристаллических решеток с малыми межатомными расстояниями возникла ассоциация решеток с большими межатомными расстояниями, т. е. реализовалась тенденция структурного расширения (см. рис. 7), направленность в изменении напряжений в поле минералообразования должна иметь знак расширения (Ициксон, 1970).

---

* Минералого-петрографические схемы такого процесса известны по многочисленным публикациям (Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский, Г. М. Другова, Г. Г. Дук, В. В. Жданов, М. Д. Крылова, Э. Б. Наливкина, А. Н. Неелов, Ю. И. Половинкина, В. А. Рудник, Н. Г. Судовиков и многие другие).

Таблица 2

Тектоно-геохимические рудопитающие системы сжатия и расширения (кристаллохимическая и геохимическая направленность метаморфизма в условиях сжатия и расширения на примере динамотермального метаморфизма и гранитизации)

		Метаморфогенные системы	
		в полях сжатия: зоны динамотермального метаморфизма в глубинных частях областей развития региональных надвиговых структур	в полях расширения: зоны гранитизации в сводовых частях воздымающихся блоков
Тенденция в изменении среднего атомного объема (ω минералов)		Структурное сжатие	$\omega_0 < \omega_n$ Структурное расширение
Источник вещества в метаморфогенных геохимических аномалиях		Только за счет перераспределения в полях сжатия исходного вещества метаморфизуемых пород	1. За счет привноса Si, K, U, Rb, Cs, Sn и др. в процессе Si—K метасоматоза; 2. За счет перераспределения элементов в реликтах систем сжатия
Минеральная форма фиксации петрогенных щелочей	K	Только в слюдах — мусковиты, Fe—Mg биотиты. Удаление K	Калиевые полевые шпаты Mg—Fe биотиты. Накопление K
	Na	Олигоклаз, олигоклаз-андезин, парагонит, частично—роговые обманки. Накопление Na	Удаление Na с частичным его закреплением в олигоклазе
Метаморфогенные фации		Фемические и сиало-фемические системы фаций сжатия (динамотермального метаморфизма): 1) диагенез, филлитизация; 2) зеленосланцевая, 3) эпидот-амфиболитовая, 4) амфиболитовая	Сиалические и феми-сиалические системы. Фации расширения (гранитизации): 1) биотитовая, 2) биотит-калишпатовая, 3) калишпатовая
Поведение элементов в условиях структурного сжатия и расширения; формы нахождения; благоприятные фации	Au	Переход в самородное состояние. Сегрегирование: а) самородное, б) в сульфидах (пирит и др.), фации *2* и *3*; в) в Fe—Mg силикатах, фации *3* и *4*	Рассеяние в фациях *2* и *3*. В фации *1* возможно сегрегирование (в гнейсах и сланцах — реликтах систем сжатия)
	Ag, Hg, Sb, As, Bi, Se, Te	Переход в самородное состояние. Возможность сегрегирования: а) при наличии сульфидов-концентраторов (пириты, халькопириты, сфалериты и др.); б) сорбция в зонах электрохимических барьеров; в) собственные сульфиды (As)	

Продолжение табл. 2

		Метаморфогенные системы	
		в полях сжатия: зоны динамотермального метаморфизма в глубинных частях областей развития региональных надвиговых структур	в полях расширения: зоны гранитизации в сводовых частях воздымающихся блоков
Поведение элементов в условиях структурного сжатия и расширения; формы нахождения; благоприятные фации	Cu, Pb, Zn, Mo	Сегрегирование: а) преимущественно в виде сульфидов, фации *1—3*, б) в Fe—Mg силикатах (Cu, Zn), плагиоклазах (Mo), фации *2—4*	Рассеяние в фациях *2* и *3*. В фации *1* возможно сегрегирование (в гнейсах и сланцах — реликтах систем сжатия)
	S	Сегрегирование: в сульфидах, фации *1—4*	
	Sn	Акцессорный касситерит; изоморфно — в сфене, гранате, рутиле, ограниченно — в слюдах; главная форма — окисел	Привнос и накопление в фациях *1* и *2*; изоморфно — в биотитах, роговых обманках, частично — в плагиоклазах (форма неясна)
	U	Удаление из фаций *3* и *4* с возможным локальным накоплением в фациях *1* и *2* в окисной форме	Привнос и накопление в фациях *2* и *3*; преобладает подвижная форма
	Rb, Cs	Удаление	Привнос и накопление в фациях *2* и *3*; изоморфно в калишпатах и биотитах
	F	Удаление	Привнос и накопление в фациях *2* и *3*
Первичный субстрат, благоприятный для образования продуктивных рудопитающих метаморфогенных систем		1. Осадочные и осадочно-вулканогенные толщи среднего — основного состава (продукты эвгеосинклинального режима), в том числе толщи, содержащие стратиформные накопления Cu, Pb, Zn, сульфидной S, Fe, Mn, и др. 2. Богатые органикой сланцы. 3. Особо для Au — зоны милонитизации в метаморфогенных толщах	Для Sn — наложение Si—K метасоматоза на меланократовые гнейсы и сланцы (метаморфогенные производные осадочно-вулканогенных толщ среднего—основного состава); для U, Rb, Cs — на метаморфогенные производные пород кислого — среднего состава и многократная гранитизация
Эндогенные месторождения в верхних структурных этажах, связанные с формированием рудоизвлекающих тектоно-магматических систем		Au, Ag, Hg, Sb, As, Pb, Zn, Te, Mo—Cu (медно-порфировые и молибденовые, связанные с вулканогенно - интрузивными комплексами); возможен шеелит при наличии кальцийсодержащих толщ	Sn, U, Rb, Cs, F (флюорит), Mo (кварцево-жильные)

Процессы кремне-калиевого метасоматоза фиксируют смену геодинамического режима, присущего конкретной структуре,— переход от геотектонического состояния сжатия к состоянию расширения *.

Участки, зоны, ореолы кремне-калиевого метасоматоза, фиксирующие глубинные поля расширения, в совокупности образуют метаморфогенную систему расширения в глубинных частях воздымающихся блоков (см. рис. 6).

Важнейшей геохимической особенностью метаморфизма расширения является соотношение между исходным и привнесенным веществом. В отличие от метаморфизма сжатия метаморфизм расширения протекает с привносом ювенильного вещества, главную массу которого при гранитизации составляют калий и кремений. Важно подчеркнуть, что исходным субстратом для метаморфогенных систем расширения всегда является метаморфогенная система сжатия.

Установлено (Ициксон, 1970), что формирование метаморфогенной системы расширения фиксируется: 1) накоплением калия, входящего в расширенную решетку калишпата и в относительно расширенные решетки магнезиально-железистых биотитов; 2) удалением натрия и кальция («силикатного»), частично закрепляющихся в олигоклазе; 3) тенденцией к образованию калиевых гранитов на завершенных ступенях процесса расширения. Общую тенденцию структурного расширения кристаллического вещества при формировании гранитов иллюстрирует график (см. рис. 5). Метаморфизм расширения создает метаморфогенный гранитоидный (сиалический) фундамент.

Важнейшей особенностью ореолов кремне-калиевого метасоматоза является их дипарагенный состав. В таких ореолах сосуществуют два новообразованных парагенезиса: а) ювенильный (калишпат, кварц, биотит), накапливающий привнесенные катионы; б) исчезающий, который представляет собой направленно изменяющиеся разновидности исходных минералов (плагиоклазы с понижающейся основностью, пироксены и роговые обманки с возрастающей железистостью).

Дипарагенный состав и изменение величин ω и $\Delta\omega$ в ореолах кремнекалиевого метасоматоза позволили автору впервые наметить схему минеральных фаций расширения — биотитовую, биотит-калишпатовую и калишпатовую (Ициксон, 1970). Биотитовая фация отвечает минимальным величинам расширения на начальных стадиях гранитизации, калишпатовая — наибольшим завершенным стадиям (граниты и пегматиты); биотит-калишпатовая — промежуточная (гранито-гнейсы, мигматиты). Намеченные минеральные фации расширения в принципе равнозначны минеральным фациям динамотермального метаморфизма.

В полях расширения новые решетки, фиксирующие привносимые катионы, в совокупности занимают больший объем, чем исходные ($\omega_0 < \omega_n$), т. е. процесс идет с завоеванием пространства. Результатом этой тенденции является минимальная возможность фиксации и переотложения исходного вещества: исходные элементы, не входящие в новые решетки, подлежат удалению из ореола. Тенденция завоевания пространства предопределяет и главные формы нахождения элементов-примесей — изоморфные в породообразующих минералах и структурно расширенные «внеминеральные» соединения (например, так называемая подвижная форма урана).

В условиях расширения возрастает изоморфная емкость породообразующих минералов и структурно-объемная емкость кристаллического вещества породы в целом по отношению к литофильным элементам-примесям (U, Th, Rb, Cs, Be, Ta, Nb) и элементам с подавленными халькофильными свойствами (Sn, W, отчасти Mo). При структурном сжатии

* Представление о гранитизации как о самостоятельном типе метаморфизма, не являющемся прогрессивной ступенью динамотермального метаморфизма, было высказано автором (Ициксон, 1969, 1970) одновременно с Ю. И. Половинкиной (1970).

(структурное упорядочение, альбитизация, мусковитизация и т. д.) эти элементы выделяются в виде самостоятельных минералов или переходят в структурно сжатые акцессорные минералы. Принципиальная схема накопления элементов-примесей в условиях расширения рассмотрена выше. Условия расширения благоприятны для накопления фтора, содержания которого в гранитоидах прямо коррелируются с количеством калия: фтор накапливается преимущественно в биотитах и, по-видимому, в газовожидких включениях в калишпатах (исследования В. Д. Козлова, А. Н. Лукашева и др.).

Степень мобильности литофильных элементов-примесей по отношению к последующим процессам прямо зависит от количественного соотношения элементов, прочно заключенных в решетках собственных и акцессорных минералов и находящихся в подвижных внеминеральных соединениях.

На стадии накопления литофильных элементов-примесей в кристаллическом веществе горных пород структурное расширение предопределяет геохимическую общность этих элементов с калием — главным петрогенным расширителем вещества.

Завершенность гранитизации, т. е. количественное развитие той или иной минеральной фации расширения и емкость этих фаций по отношению к определенным элементам-примесям, суммарно зависит от двух факторов — устойчивости длительных тенденций структурного расширения ($\omega_0 < \omega_n$) и возможности достижения соответствующих величин расширения (ω).

Первый фактор непреложно задан направленностью развития конкретной структуры — устойчивостью тенденции воздымания: чем длительнее (или чаще) была проявлена в истории развития конкретного блока тенденция воздымания, тем длительнее существовали глубинные поля расширения и тем завершеннее проявились процессы гранитизации.

Второй фактор — локальный и отражает специфику местных геологических условий: а) положение поля расширения в поднятии — существенно калишпатовые фации свода (граниты, гнейсо-граниты) и существенно биотитовые фации склонов (гнейсы, мигматиты); б) свойства исходных гранитизируемых метаморфических пород (продуктов предшествующих стадий сжатия).

Так, например, чем устойчивее было воздымание блока, т. е. чем длительнее было расширение в глубинных полях и чем бóльшие величины ω при этом были достигнуты, тем больше накопилось в кристаллическом веществе метаморфогенных гранитоидных фаций структурно расширенных подвижных форм урана и тория. Поскольку уран тяготеет к лейкократовым, существенно калишпатовым фациям гранитоидов, для его накопления должно быть благоприятно наложение процессов гранитизации на породы кислого ряда — метаморфогенные производные осадочных пород миогеосинклинального режима и породы, уже прошедшие гранитизацию (многофазная гранитизация). Такие фации гранитизации формируются в купольной части сводовых поднятий (см. рис. 6).

Для изоморфного накопления олова в гранитах наиболее продуктивны биотитовые и биотит-калишпатовые фации (биотитовые гнейсограниты, мигматиты), тяготеющие к склонам поднятий и обычно закрытые чехлом осадочных или вулканогенных пород (см. рис. 6). Для образования продуктивных оловоносных фаций гранитизации благоприятно наложение кремнé-калиевого метасоматоза на мезократовые и меланократовые разновидности гнейсов и кристаллических сланцев, т. е. на метаморфогенные системы сжатия, возникшие за счет осадочно-вулканогенных толщ основного и среднего состава; в этом случае созда-

ются оптимальные условия для образования породообразующих минералов — носителей олова — биотитов и роговых обманок.

Изложенные представления позволяют предположить, что халькофильные элементы в системе гранитизации (метаморфогенной системе расширения) являются унаследованными от исходного метаморфогенного субстрата, возникающего в предшествующий период сжатия. В соответствии с этим, халькофилами должны быть относительно обогащены существенно биотитовые фации гранитизации (биотитовые гранито-гнейсы, мигматиты), т. е. те же фации, которые являются и накопителями ювенильного олова. В целом тенденция расширения неблагоприятна для накопления халькофилов (не считая олова), в особенности для халькофилов с повышенными самородными свойствами, для которых характерна высокая способность к комплексообразованию. Например, содержания золота резко снижаются в участках гранитизации и в гранитах (Щербаков, 1967; Моисеенко и др., 1971).

Таким образом, следует вывод, что метаморфогенные фации расширения, слагающие метаморфогенный гранитоидный фундамент, являются благоприятной рудопитающей системой для возникновения в верхних структурных этажах, в связи с определенными тектоно-магматическими рудоизвлекающими системами, эндогенных концентраций рудных элементов литофильной группы — урана, рубидия, цезия, олова, бериллия, вольфрама, отчасти молибдена, а также фтора (см. табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поля геодинамических напряжений в период метаморфизма направленно изменяют минерало-химический состав и первично-конституциональное рассеяние элементов, присущее тому или иному типу осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и создают в метаморфогенных фациях специализированные геохимические аномалии, а также определяют ту или иную форму нахождения рудных и иных элементов и, следовательно, последующую их мобильность. Геодинамические напряжения играют решающую роль в создании рудопитающей метаморфогенной системы, ее металлогенной специализации и последующей активности. В зависимости от знака поля напряжений, за счет одинакового исходного осадочно-вулканогенного субстрата могут возникать совершенно различные метаморфогенные производные с различной геохимической специализацией.

Метаморфогенные тектоно-геохимические положительные аномалии, возникающие в системе метаморфогенных фаций сжатия и расширения, являются продуктивной рудопитающей системой для последующих наложенных процессов, связанных с формированием рудоизвлекающих тектоно-магматических систем. Месторождения и проявления эндогенного оруденения в верхних структурных этажах являются эпицентрами таких глубинных метаморфогенных аномалий. Сочетание в минеральных ассоциациях эндогенных месторождений различных халькофильных и литофильных элементов, а также ведущая роль того или иного минерализатора (бора, фтора), при равных прочих условиях, определяется пространственным сочетанием глубинных метаморфогенных систем сжатия и расширения. Таким образом, эндогенная минерализация, локализованная в верхних структурных этажах, оказывается закодированной тектоно-геохимическим типом метаморфогенной рудопитающей системы.

Зависимость между структурным сжатием — расширением и составом минералов и пород позволяет подойти к раскрытию внутренней связи между направленностью геотектонического развития конкретного блока — глубинным полем напряжений в горных породах — составом кристаллов и пород в таком поле — геохимической специализацией глубинного поля. Отсюда следует и практическое значение такой связи: по

направленности геотектонического развития любой структуры может быть предсказана геохимическая металлогенная специализация ее глубинной метаморфогенной рудопитающей системы.

Можно заключить, что металлоносность и комплексность эндогенного оруденения, локализованного в верхних структурных ярусах, при равных рудоизвлекающих и рудолокализующих системах (РИС и РЛС) зависит: 1) от свойств глубинной метаморфогенной рудопитающей системы (ГРПС), т. е. от присутствия метаморфогенных фаций, концентрирующих рудный элемент в форме, доступной для последующего извлечения, и 2) от глубины нахождения (h) продуктивных рудопитающих фаций в период формирования тектоно-магматических рудоизвлекающих систем. В конечном итоге совокупность факторов, определяющих металлоносность эндогенного оруденения (ЭР), может быть представлена формализованной схемой:

$$ЭР = f(РИС, РЛС, ГРПС, h).$$

Совокупность таких факторов ранее была определена как «металлогенная ассоциация» (М. И. Ициксон, Г. В. Ициксон, В. Т. Матвеенко, 1966).

Таким образом, в результате выявления закономерной связи между тектоникой и кристаллохимией (развитие идей А. Е. Ферсмана) получена дополнительная группа объективных критериев для прогнозирования. Эта группа тектоно-геохимических (тектоно-кристаллохимических) критериев в наибольшей степени поддается формализации и может быть положена в основу количественных методов прогнозирования и оценки рудоносных территорий.

По-видимому, одной из первоочередных задач металлогенического анализа должно быть районирование территорий по тектоно-геохимическим типам метаморфогенных рудопитающих систем. Типизация определенных сочетаний глубинных метаморфогенных рудопитающих систем, обусловленных сжатием и расширением, позволит предсказать продуктивные ассоциации рудных элементов в эндогенных минеральных комплексах верхних структурных этажей.

Широко известно, что металлогенический анализ основан на концепции Ю. А. Билибина о причинной зависимости и органической связи между последовательными звеньями единого процесса истории развития какой-либо геологической структуры. В этом процессе совокупность свойств эндогенной минерализации во многом оказывается заданной спецификой предшествующих геологических явлений, в том числе и процессами метаморфизма (Билибин, 1955). Представления, изложенные в данной статье, развивают идеи Ю. А. Билибина, вовлекая в металлогенический анализ группу геолого-тектонических факторов, документированных на молекулярном (кристаллохимическом) уровне организации вещества. Несомненно, что познание свойств металлогенического «микромира» послужит новым важным источником информации для установления новых закономерностей и в металлогенических системах «макромира», основы которых заложены в трудах Ю. А. Билибина.

ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Головня С. В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных горных пород. В кн. Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., Наука, 1970.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Беус А. А. Геохимические критерии. В кн. Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1968.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов Ю. В., Кутырев М. Ф. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., 1970.

Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности. ДАН СССР, т. 163, № 2, 1965.

Воларович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке. В кн. Золоторудные формации Дальнего Востока. М., Наука, 1969.

Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (региональной метаморфогенной группы). ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, т. 20, № 3, 1966.

Евзикова Н. З., Ициксон Г. В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования. ЗВМО, ч. 98, вып. 2, 1969.

Злобин Б. И. О формах нахождения меди в изверженных горных породах. ЗВМО, ч. 98, вып. 5, 1969.

Знаменский Е. Б., Пополитов Э. П., Легейдо В. А. К геохимии олова в гранитоидах. В кн. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.

Ициксон Г. В. Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. В кн. Проблемы метасоматизма. Л., 1969.

Ициксон Г. В. Связь между характером геодинамических напряжений и металлогенической специализацией рудоносных структур. В кн. Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969.

Ициксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение. В кн. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970.

Ициксон Г. В., Кутырева М. Ф. Зависимость между относительной структурной рыхлостью роговых обманок и их составом. ДАН СССР, т. 195, № 6, 1970.

Ициксон Г. В., Кутырева М. Ф. Структурное сжатие—расширение как фактор накопления калия, рубидия и цезия в минералах и породах. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 2, 1971а.

Ициксон Г. В., Кутырева М. Ф. Скачки в изменении объема структуры кали-натровых полевых шпатов и их геохимическое значение. Международн. геохим. конгр. Тезисы докл., т. 2, М., 1971б.

Ициксон М. И., Ициксон Г. В., Матвеенко В. Т. Металлогенные ассоциации в вулканических поясах Тихоокеанского кольца. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., Недра, 1968.

Кен А. Н., Васильев В. И. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. Л., 1970.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. ДАН СССР, т. 151, № 4, 1963.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., Наука, 1970.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.

Лебедев В. И. К основам новой кристаллохимии. ЗВМО, ч. 100, вып. 1, 1971.

Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., Недра, 1965.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудные формации СССР. М., Недра, 1969.

Мейтув Г. М., Иванов В. В. Роль региональной тектоники в формировании геохимического облика эндогенных месторождений. В кн. Металлогенические и геологические исследования, вып. 2, 1971.

Моисеенко В. Г., Неронский Г. П. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом. В кн. Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.

Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1971.

Ормонт Б. Ф. Соединения переменного состава. М., Знание, 1967.

Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Плотников Л. М., Тазихин Н. Н. О роли тангенциальных сил в геотектогенезе. В кн. Строение и развитие земной коры. М., Наука, 1964.

Половинкина Ю. И. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры. ЗВМО, серия 2, ч. 99. вып. 5, 1970.

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1946.

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., ВИТР, 1962.

Свенсон К. Физика высоких давлений. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. ЗВМО, ч. 96, вып. 5, 1967.

Сердюченко Д. П., Потемкин К. В. Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных. В кн. Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М., Наука, 1969.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.

Смыслов А. А. Закономерности распределения и миграции урана и тория в горных породах земной коры. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 164, 1968.

Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. В кн. Гранитогнейсы. Киев, 1960.

Студеникова З. В. Молибден и вольфрам в осадочных и метаморфических породах. В кн. Геохимия молибдена и вольфрама. М., Наука, 1971.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. Сов. геология, № 1, 1965.

Сургай В. Т. Некоторые особенности региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня. В кн. Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока. Тр. ИГЕМ, вып. 84, 1962.

Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловоносных площадей Приамурья. Сов. геология, № 11, 1965.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., Наука, 1971.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. III. Избр. тр., т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Хайретдинов И. А. К вопросу о газовых ореолах ртути. Геохимия, № 6, 1971.

Чередниченко А. И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований. Тр. ГИН АН УССР, серия геотектонич., вып. 15, 1964.

Шер С. Д. К вопросу о направленности металлогенического развития земной коры на примере анализа металлогении золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 87, 1970.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата, Наука, 1970.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967.

Щербина В. В. Геохимия олова. Тр. ИГН АН СССР, серия рудн. м-ний. вып. 82, 1947.

Щербина В. В. О влиянии давления на изоморфные замещения. В кн. Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., Наука, 1967.

Щербина В. В. К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов. Геохимия, № 5, 1969.

В. С. Кормилицын, П. А. Строна, П. М. Татаринов

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

В учении об эндогенных месторождениях полезных ископаемых до сих пор основными признаками систематики объектов остаются вещественный состав руд, температура и глубина образования месторождений. Классификации, построенные на указанных признаках с выделением минеральных и генетических этапов эндогенных месторождений, наиболее распространены. Однако еще С. С. Смирновым было отмечено, что «классификации эти мало помогают в практической работе по поискам, разведке, оценке и эксплуатации месторождений. Мало способствуют они и прогрессу учения о минеральных месторождениях» (1946, стр. 9).

Основоположниками современной металлогении С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным были намечены новые пути в создании принципиально иной классификации, которая бы удовлетворяла современным требованиям и запросам науки и практики. В настоящей статье рассматривается состояние разработок по созданию новой систематики эндогенных месторождений и предлагаются последовательные пути реализации принципов Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова в данной области.

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Характерной особенностью развития главнейших отраслей советской геологии за последние 15—20 лет является растущая популярность учения о геологических формациях, что объясняется стремлением исследователей глубже разобраться во взаимосвязях различных геологических явлений и на этой основе подойти к решению многих сложных вопросов и связанных с ними практических задач. «Все кровно заинтересованы в развитии специального учения о формациях, являющегося детищем советской геологии, базирующейся на диалектическом материализме» (Вассоевич, 1966, стр. 6).

Среди различных геологических дисциплин учение о формациях имеет особо важное значение для дальнейшего развития металлогенической науки об условиях образования и закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. Особая роль формационного направления в металлогении определяется тем, что в соответствии с принципами регионального металлогенического анализа, сформулированными Ю. А. Билибиным, «процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса,

то есть осадконакоплением, тектоническими движениями (развитием структур), магматической деятельностью и метаморфизмом» (Билибин, 1955, стр. 13). Иными словами, сами месторождения полезных ископаемых, к прогнозированию и поискам которых в конечном итоге сводятся задачи разнообразных геологических изысканий, являются составными частями осадочных, магматических и метаморфических формаций. Поэтому в настоящее время изучение условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и систематика последних неразрывно связаны с развитием учения о геологических формациях.

Не углубляясь в детали существующих дискуссий по поводу геологических формаций и принципов их выделения, отметим, что на современном этапе это понятие еще находится в стадии становления и поэтому не приобрело необходимой определенности и четкости. Объясняется это тем, что понятие о геологической формации является сложным, многосторонним и собирательным. Как справедливо отмечают Н. Б. Вассоевич (1966), Н. М. Страхов (1960) и другие исследователи, в этом понятии одновременно должны фокусироваться и синтезироваться представления о типах и парагенезисах горных пород и руд, их генезисе и геотектонических условиях образования, включая определенные структурные зоны земной коры, стадии их развития и т. д. Различная роль, придаваемая разными исследователями перечисленным выше факторам, порождает некоторую неопределенность в понимании геологических формаций, а следовательно, и в принципах их классификации. Из сказанного можно сделать вывод о том, что время для разработки общей новой систематики месторождений полезных ископаемых на формационной основе как будто еще не наступило. Учитывая это обстоятельство, мы рассматриваем только эндогенные месторождения, связанные в своем происхождении с магматическими формациями подвижных поясов, щитов, платформ и областей тектономагматической активизации.

Применительно к гидротермальным месторождениям понятие о рудной формации было впервые введено Беком (Веск, 1901) и Штельцнером (Stelzner, 1905—1906), которые для этих целей воспользовались представлениями Брейтгаупта о парагенезисах минералов в рудах саксонских месторождений жильного типа. На основании эмпирически наблюдаемых устойчивых минеральных парагенезисов ими было выделено 20 формаций жильных месторождений (благородная анкеритовая с сульфосолями свинца и серебра, барит-галенитовая, висмут-кобальтин-никель-серебряная, флюорит-барит-свинцовая и др.). В последующие годы и в настоящее время в немецкой и вообще в европейской литературе разнообразные гидротермальные месторождения подразделяются на формации по наличию в рудных телах постоянно встречающихся парагенетических ассоциаций минералов.

В русской геологической литературе понятие о рудной формации как устойчивой парагенетической ассоциации минералов было широко использовано в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1911), К. И. Богдановича (1912), В. А. Обручева (1928) и других исследователей. В принципе именно такой подход широко практикуется в настоящее время с той лишь разницей, что современные последователи немецкой школы пытаются в той или иной мере связывать наличие устойчивых минеральных ассоциаций с геологическими условиями их нахождения. Характерной особенностью воззрений приверженцев немецкой школы является откровенное скептическое отношение к генетической стороне геологических процессов, сопровождающихся образованием месторождений полезных ископаемых. Эти тенденции наиболее четко проявлены в работах Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова, Е. Е. Захарова и многих других, хотя в некоторых деталях представления этой группы иссле-

дователей о принципах выделения рудных формаций отличаются друг от друга.

Р. М. Константинов считает, что «под рудными формациями следует понимать группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися в близких геологических условиях, независимо от времени образования» (1965, стр. 11). В отличие от немецкого в приведенном определении фигурируют группы месторождений, слово «парагенезисы» заменено минеральными ассоциациями сходного состава, подчеркивается общность геологических условий образования месторождений одной формации. Однако из дальнейших пояснений Р. М. Константинова становится очевидным, что минеральная ассоциация является вещественным эквивалентом стадии минерализации, т. е. всем тем же парагенезисом минералов. В результате группы месторождений, объединяемые им в рудные формации, выделяются прежде всего по наборам парагенезисов минералов и систематика месторождений производится на уровне минеральных типов, которые возводятся в ранг формаций. Чтобы убедиться в этом, достаточно перечислить формации, которые выделяются этим исследователем для Забайкалья и Приморья: золото-кварцевая, золото-галенит-сфалеритовая, галенит-сфалеритовая, кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-касситерит-вольфрамитовая и т. д. В дальнейшем Р. М. Константинов группирует перечисленные формации в родственные генетические ряды (с учетом направленного изменения количественных соотношений рудообразующих минералов), полагая, что тем самым он возрождает представления С. С. Смирнова о типовых рудных сериях и находит им соответствующее место в новой классификации месторождений.

Углубляясь в анализ минеральных ассоциаций, этот исследователь считает необходимым выделять чуждые, переходные и сопутствующие для данной формации минеральные группы и на этом основании приходит к выводу о существовании в природе простых и сложных рудных формаций. К первой категории им, в частности, относятся кварц-касситеритовая и кварц-вольфрамитовая, а к сложным — кварц-касситерит-вольфрамитовая, кварц-касситерит-сульфидная и другие формации. При этом подчеркивается, что при выделении и обозначении простых и сложных формаций учитываются промышленные концентрации тех или иных минералов или металлов.

Характерно, что в работах Р. М. Константинова среди критериев, определяющих рудную формацию, на первое место выдвигается состав главных минералов и порядок смены минеральных ассоциаций во времени. Геологические факторы при этом по существу совершенно не используются. К ним он прибегает лишь на уровне генетических рядов рудных формаций, ограничиваясь упоминанием о влиянии вмещающих пород на состав руд и о металлогенической специализации рудоносных интрузий.

Наиболее полная и обстоятельная работа Р. М. Константинова (1965) по рудным формациям рассмотрена в критической статье Д. И. Горжевского и Н. И. Бородаевского (1966). Признавая эту работу ценной и весьма полезной, авторы рецензии все же отмечают, что, следуя за Р. М. Константиновым, пришлось бы признать, что одна и та же жила, пересекая разные породы, переходит из одной формации в другую; что в рудах многих сложных месторождений присутствуют несколько формаций; остается неясным подход к месторождениям с зональном распределением минерализации и вообще «...возникает определенная опасность, что термин «рудная формация» по существу сведется к понятию минеральной ассоциации» (стр. 153).

Понятие о рудных формациях как группах однотипных месторождений со сходными минеральными ассоциациями, возникающими в близких геологических условиях, разделяется М. А. Усовым (1933), Е. Е. Захаровым (1953), П. Ф. Иванкиным и др., В. А. Кузнецовым (1966), И. Г. Магакьяном (1969) и др. При этом Е. Е. Захаров руководящими признаками рудных формаций, кроме близости минеральных парагенезисов, считает морфологию рудных тел и состав вмещающих пород. В связи с этим общее количество рудных формаций, выделяемых им, исчисляется сотнями единиц.

Составу вмещающих пород и морфологии рудных тел большое значение придает также Д. И. Горжевский (1964, 1966), который среди промышленных свинцово-цинковых месторождений выделяет следующие формации: 1) галенит-сфалерит-пирротиновую (залежи в метаморфических породах докембрия); 2) галенит-сфалерит-пиритовую (сложные залежи в вулканогенных породах); 3) галенит-сфалеритовую (трубообразные и неправильные залежи в известняках); 4) галенит-сфалерит-карбонатную (пластообразные залежи вкрапленных руд в карбонатных породах) и 5) сфалерит-галенитовую (жилы и жильные зоны в различных породах).

В. А. Кузнецов присоединяется к представлениям Р. М. Константинова и Е. Е. Захарова, но вслед за Д. И. Горжевским считает, что количество рудных формаций не должно быть слишком большим и их число можно уменьшить за счет учета только промышленных месторождений. По мнению В. А. Кузнецова, генетические типы или генетические группы — понятие более широкое и общее, нежели рудные формации; рудные комплексы Ю. А. Билибина являются рядами родственных рудных формаций и одной рудоносной магматической формации в общем случае должно соответствовать несколько рудных формаций.

Реализуя рассматриваемые представления, многие геологи-производственники Забайкалья расчленяют единую по своему происхождению группу колчеданных месторождений на серноколчеданную, медноколчеданную, колчеданно-полиметаллическую и сидеритовую рудные формации. Озерное месторождение Бурятии, в рудах которого широко развиты сидерит, пирит и сфалерит, относится к двум рудным формациям. Аналогичные «хирургические операции» совершаются с оловорудными месторождениями Северо-Востока, с родственными ассоциациями месторождений Казахстана, Урала и других регионов.

В итоге можно констатировать, что несмотря на большое желание развить представления об эндогенных рудных формациях, исследователи первой группы не продвинулись дальше устойчивых парагенетических ассоциаций минералов Брейтгаупта. Сознательно не желая заранее связывать себя генетическими представлениями и гипотезами, они избрали чисто эмпирический метод подхода к систематике месторождений по формациям на основе наблюдаемых парагенезисов минералов. Этот принцип неизбежно привел к дублированию понятий и подмене рудных формаций минеральными или генетическими типами месторождений. В этом легко убедиться, если вникнуть в существо общих и пометальных классификаций месторождений, приводимых в работе исследователей данного направления. Эти классификации (Магакьян, 1969; Радкевич, 1956, и др.) представляют собой не что иное, как агломерат из минеральных и генетических типов месторождений, именуемых формациями. Не замечая вопиющих противоречий, обусловленных подменой рудных формаций минеральными или генетическими типами месторождений, некоторые сторонники первого направления в конце концов приходят к парадоксальным выводам о том, что все крупные месторождения и рудные узлы, сложенные разнообразными по составу породами, являются полиформационными и что «рудные формации сходного облика могут образовываться в отличных геологических условиях на раз-

ных этапах развития подвижных зон в связи с различными источниками рудоносных растворов» (Радкевич, 1966, стр. 40). Если в природе дело обстояло бы таким образом, то у С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина вряд ли появились бы основания для постановки вопроса о необходимости создания новой классификации эндогенных месторождений.

Убедившись в бесплодности традиционного подхода к рудным формациям, вторая (менее значительная по численности) группа исследователей предлагает вообще отказаться от этого запутанного понятия и заменить его новыми синтезирующими понятиями, в которых органически сочетались бы структурно-фациальные, литолого-геотектонические и генетические признаки крупных рудоносных комплексов геологических образований. В отношении осадочных формаций такой путь предложен Н. Б. Вассоевичем (1951, 1966), выдвинувшим понятие о геогенерациях. В области металлогении вместо рудной формации Г. В. Ициксон, М. И. Ициксоном и В. Т. Матвеенко (1966) предложено понятие о металлогенной ассоциации — «естественном сообществе исторически сложившихся и взаимообусловленных геологических образований (метаморфических, осадочных, осадочно-вулканогенных, магматических и гидротермальных), формирующихся на определенной стадии развития конкретного участка земной коры, с которыми закономерно связаны возникновение и локализация определенных минерально-геохимических типов месторождений и их групп, или ассоциаций» (стр. 55). Признавая вслед за С. С. Смирновым, что существующие систематики эндогенных месторождений не удовлетворяют запросам практики, В. В. Богацкий (1966) считает необходимым ввести два новых понятия: 1) о металлогеническом семействе как совокупности месторождений, связанных единством образования с тектоно-магматическим режимом развития геологической структуры, и 2) о металлогеническом типе, к которому следует относить однородные металлогенические семейства месторождений (независимо от их возраста), если они образовались в условиях принципиально сходных тектонических режимов.

Если оставить в стороне терминологию, то нетрудно увидеть принципиальную разницу в подходе исследователей первой и второй групп к основам создания новой систематики эндогенных месторождений. В предложениях последних красной нитью проходит мысль о необходимости группировки месторождений в минералого-геохимические группы, комплексы, семейства и ассоциации прежде всего на основе единства происхождения месторождений, обусловленного сходными тектоно-магматическими режимами, условиями формирования, т. е. генезисом в широком понимании этого слова. Что же касается новой терминологии, то со времени ее опубликования прошло от 5 до 20 лет — срок вполне достаточный для восприятия и оценки новых предложений основной массой геологов. Многочисленные публикации последних лет свидетельствуют, что эта терминология не привилась, а учение о геологических формациях не модернизировалось в учение о геогенерациях или металлогенных ассоциациях. Скорее всего, этого не случится и впредь. Значит, усилия исследователей должны быть направлены не на борьбу за признание той или иной новой терминологии, а против подмены понятия о формациях парагенезисами и минеральными типами пород и руд, за более полное раскрытие богатого содержанием многогранного понятия о формациях.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ С. С. СМИРНОВА И Ю. А. БИЛИБИНА О НОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Представители традиционного подхода к выделению рудных формаций на основе парагенетических ассоциаций минералов нередко упоминают имя С. С. Смирнова как одного из первых исследователей, ре-

шительно высказавшегося по поводу назревшей необходимости разработки новой классификации эндогенных месторождений. В этой связи иногда упоминается и другой основоположник советской металлогении Ю. А. Билибин — последовательный сторонник изучения и укрупненной систематики эндогенных месторождений с учетом многообразного, сложного, но единого процесса геологического развития земной коры. Однако использование работ этих авторитетных ученых последователями немецкой школы обычно носит сугубо однобокий характер. Принципиально важные положения и расхождения при этом всячески нивелируются или вовсе замалчиваются, а на первый план выдвигаются те оттенки мыслей С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина, которые согласуются с представлениями тех или иных исследователей. Именно так трансформируются, например, высказывания С. С. Смирнова о типовых рудных сериях, положения Ю. А. Билибина о рудных комплексах и т. д. Учитывая это, необходимо напомнить читателям о некоторых главных положениях и требованиях С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина по поводу рудных формаций.

В приведенной в начале данной статьи цитате С. С. Смирнов недвусмысленно высказался в отношении научной и практической ценности существующих классификаций эндогенных месторождений. Безусловно, что такая убийственная оценка относилась к классификациям, построенным на минеральных и генетических типах месторождений. Чтобы не оставалось никаких сомнений, приведем еще одну выдержку из этой же работы: «Надо признать, что сейчас выяснение генезиса месторождения, определение его генетического типа, совершается нами очень часто самым шаблонным путем, используя по преимуществу лишь особенности минералогического состава, в малой мере структурно-текстурные особенности руд и рудных тел и, пожалуй, в еще меньшей мере общие и специальные геологические условия, в которых находится месторождение» (стр. 183).

Перспективы разработки новой классификации эндогенных месторождений С. С. Смирнов видел в выделении особых сообществ рудных месторождений, которые назывались им «типовыми рудными сериями», «группами месторождений», «комплексами минеральных месторождений» или «рудными формациями». По этому поводу С. С. Смирнов писал, что «если в дальнейшем удастся выделить основные тектоно-магматические комплексы, то следовало бы попытаться принять за исходный классификационный принцип разделение на серии месторождений, отвечающих каждому из таких комплексов» (стр. 185). Таким образом, в новой систематике месторождений за основную классификационную единицу С. С. Смирновым выдвигалась «типовая рудная серия». Напомним, что представляют собой типовые рудные серии в понимании С. С. Смирнова, чтобы стало очевидным, насколько точны и последовательны в использовании и интерпретации литературного наследства те авторы, которые превратили рудные серии в «генетические ряды родственных рудных формаций».

Рассматривая разнообразные мезозойские месторождения Восточного Забайкалья, С. С. Смирнов (1944) обратил внимание на то, что Дульдургинская интрузия лейкократовых гранитов, равно как и другие аналогичные интрузии оловянно-вольфрамового пояса, сопровождается следующей последовательной серией гидротермальных образований: «а) Шлировые, трубчатые или дайковые тела турмалинизированного пегматита с кварцевыми «шлировыми» осями. б) Турмалиново-кварцевые безрудные жилы. в) Вольфрамово-кварцевые жилы, местами перекрывающие пегматитовые шлиры и турмалиновые жилки. г) Более поздние кварцевые образования с очень скудными турмалином, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Кварц этот развивается в брекчированных вольфрамито-кварцевых жилах. д) Жилы и

гнезда еще более позднего микрокристаллического и халцедоноподобного кварца, сопровождающегося небольшим количеством флюорита» (стр. 79). Эту почти полную ассоциацию магматогенных образований (сюда, очевидно, должны входить еще различные оловоносные, берилоносные и другие жилы) от пегматитов до эпитермальных жил С. С. Смирнов назвал «типовой редкометальной рудной серией» или формацией. Объясняя появление такой серии, он отметил, что «по мнению автора, условия развития интрузий оловянно-вольфрамового пояса и их изначальный характер обусловили такой специфический состав рудоносных растворов, что последние могли создать лишь определенную, вполне ограниченную серию рудных проявлений, представленную концентрациями олова, вольфрама, фтора, молибдена, мышьяка, висмута, бора, лития, бериллия» (там же, стр. 79). На основании наличия других ассоциаций месторождений, различных по составу, температуре и глубине образования, но генетически и пространственно тесно связанных между собой и с интрузиями среднего состава, им же выделены золото-молибденовая и полиметаллическая рудные серии, получившие широкое развитие в двух других рудных поясах Восточного Забайкалья. Таким образом, в качестве типовой исходной единицы новой классификации эндогенных месторождений С. С. Смирновым выдвигались не частные парагенезисы минералов, а целые сложные комплексы месторождений, которые «...отвечают характерным геологическим условиям, господствующим на значительной территории отдельных поясов» (там же, стр. 81). Оперируя крупными ассоциациями месторождений, этот исследователь выделил не только типовые рудные формации, но и аномальные, которые возникают в пограничных районах различных рудных поясов.

Развивая представления С. С. Смирнова, Ю. А. Билибин в лекциях, прочитанных в Ленинградском университете в 1950 г., сформулировал развернутое определение рудной формации. Под гидротермальными рудными формациями он понимал «естественные сообщества или группы рудных месторождений, внутри которых последние объединяются: сходными парагенетическими ассоциациями рудных минералов (и металлов), определяющих промышленную ценность месторождений (при наличии постепенных переходов в минеральном составе между возможными крайними типами); сходной тектоно-магматической обстановкой своего образования и генетической связью со сходными типами магматических пород (или в некоторых случаях отсутствием видимой связи с магматическими породами); сходными пределами глубин и температур образования (при наличии непрерывных переходов в глубине и температуре образования между отдельными месторождениями внутри формации); сходными чертами своей промышленной характеристики».

К сожалению, приведенное определение рудной формации не было своевременно опубликовано, и представления Ю. А. Билибина по данному вопросу не получили широкой гласности. Однако в другой его работе понятие о рудном или минеральном коплексе сформулировано следующим образом: «Прежде всего была сделана попытка сгруппировать известные эндогенные минеральные месторождения каждого района в естественные природные сообщества, объединенные общностью родоначального магматического очага, общностью рудоконтролирующей структуры, близостью времени формирования, приуроченностью примерно к одному этапу в геологическом развитии района и т. д. Такие природные сообщества рудных или минеральных месторождений были обозначены как рудные или минеральные комплексы» (Билибин, 1955, стр. 14). Приведенные формулировки не оставляют сомнений в том, что по существу Ю. А. Билибин не видел различий между рудной формацией и рудным комплексом, хотя и предпочитал пользоваться пос-

ледним понятием. Рудные комплексы или формации рассматривались им в плане широкого всестороннего геологического анализа в связи с тектоно-магматическими комплексами различных стадий развития структурно-формационных зон геосинклинально-складчатых областей и платформ. Именно на этой основе металлогенической школой ленинградских геологов во главе с Ю. А. Билибиным строилось учение о региональном металлогеническом анализе, металлогенических эпохах и провинциях.

Из сопоставления представлений С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина видно, что в вопросе новой систематики эндогенных месторождений они стояли на общих позициях и развивали в сущности единые положения. При этом Ю. А. Билибин сформулировал свои представления и принципы в значительно более полной, строгой и определенной форме. Очевидно и то, что последователи немецкой школы измельчили понятие о рудных формациях, а широкий геолого-исторический и тектонический фон для их выделения по сути дела свели к составу рудовмещающих пород.

ПРИНЦИПЫ И ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Представления металлогенической школы ленинградских геологов о рудных формациях нашли свое дальнейшее развитие в работах Х. М. Абдуллаева (1964) и особенно Г. А. Тварлчрелидзе (1966). Правда, первый вместо рудной формации употребляет им же введенное понятие о «генетических рядах» месторождений, связанных с определенными магматическими формациями. Однако это не меняет дела, поскольку генетические ряды Х. М. Абдуллаева в сущности не отличаются от типовых рудных серий С. С. Смирнова и рудных комплексов Ю. А. Билибина. Зато Г. А. Твалчрелизде прямо высказал мнение о том, что «понятия осадочных, магматических и рудных формаций должны применяться в полном соответствии друг с другом, отражать стадию развития геологической структуры и ее тип» (1966, стр. 146). Аналогичное мнение о магматических и рудных формациях высказано Ю. А. Кузнецовым (1964).

Эти взгляды полностью разделяются и нами (Кормилицын, 1966; Строна, 1968, 1970; Кормилицын, Строна, 1970; Татаринов, 1958). Непременное соблюдение принципа соответствия геологических и рудных формаций представляется нам особенно важным, так как оно позволяет геологам разных специальностей выдержать общий масштаб измерений геологических образований во времени и пространстве, мыслить равными категориями, иметь общий язык и тем самым действительно развивать и совершенствовать учение о геологических формациях общими усилиями.

С нашей точки зрения, в самом общем виде рудная формация представляет собой естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов или платформ в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией (соответственно для магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений). В этой формулировке геотектонические условия возникновения рудной формации определяются стадией развития тектонической структуры и соответствующими геологическими формациями.

Следуя за Ю. А. Кузнецовым (1964) и другими петрологами, мы различаем два понятия: а) конкретная формация и б) абстрактная формация, или формационный тип. Конкретные однотипные рудные формации (или рудные комплексы) характеризуются определенным возра-

стом и местом развития, т. е. регионом. Общее их количество определяется числом крупных тектонических структур, имевших принципиально аналогичный характер геологического развития. В конкретных рудных формациях одного и того же типа полностью проявляется принцип массового производства (Томсон, 1958), состоящий в том, что, если природа что-нибудь создает, то обычно мультиплицирует это создание в большом числе индивидов. В силу огромного разнообразия геологических обстановок месторождения одной и той же конкретной формации могут несколько видоизменять свой облик и содержание даже в одном регионе или рудном поясе при переходе от одного рудного узла к другому и внутри однотипных рудных узлов от месторождения к месторождению. Исследователям хорошо известно, что в природе нет абсолютно аналогичных месторождений. Поэтому безнадежно ожидать абсолютной выдержанности, устойчивости и повторяемости в морфологии рудных тел и в ассоциациях минеральных типов руд и месторождений даже в пределах одной конкретной рудной формации.

Абстрактная рудная формация, или формационный тип, является отвлеченным понятием: это своего рода символ многих аналогичных конкретных формаций, отражающий такие общие особенности последних, которые повторяются независимо от времени и региона.* Понятие о формационном типе является значительно более общим и устойчивым, нежели понятие о конкретной рудной формации. Поэтому общая систематика месторождений должна строиться на основе формационных типов, выявляемых путем кропотливого изучения и сопоставления многих аналогичных формаций, очищения их от второстепенных провинциальных особенностей и дополнения отвлеченного понятия новыми характерными чертами.

Таким образом, исходным материалом для выявления формационных типов являются конкретные рудные формации, и многое зависит от того, насколько полно и правильно они выделяются исследователями отдельных регионов.

Учитывая действие принципа массового производства, мы не считаем обязательным признаком конкретной рудной формации строгую общность минерального состава месторождений. Вполне достаточно наличия непрерывных переходов в составе руд отдельных месторождений, тогда как крайние члены в таких рядах могут резко отличаться друг от друга. Примерами таких рядов являются описанные С. С. Смирновым редкометальная (Sn, W, Be, Ta, Nb) и золото-молибденовая рудные серии Восточного Забайкалья, полиметаллически-оловорудные ряды месторождений Приморья, Северо-Востока и Боливии, ряды колчеданных месторождений Урала, Западного Забайкалья и многие другие. По нашим представлениям, при выделении конкретных рудных формаций в них следует включать все гидротермальные образования, связанные с той или иной магматической формацией, в том числе промышленные и непромышленные, металлические и неметаллические. В них обязательно следует вводить и такие минеральные образования (рудопроявления), которые на первый взгляд могут показаться чуждыми данной ассоциации. Последнее требование обусловлено тем, что в силу конвергенции сходные по своему составу минеральные типы месторождений и рудопроявлений повторяются в совершенно разных формациях. Примерами могут служить рудопроявления сурьмы и ртути, сопровождающие месторождения золото-молибденовых формаций Восточного Забайкалья и Северо-Востока; свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления, являющиеся постоянными спутниками сульфидно-

---

* Понятия о конкретной и абстрактной рудных фрмациях в сущности не отличаются от упоминавшихся выше представлений В. В. Богацкого о металлогеническом семействе и металлогеническом типе.

касситеритовых формаций Забайкалья, Приморья и Верхоянья и почти в том же виде повторяющегося в связи с золото-молибденовой формацией Забайкалья, и т. д. Аналогичные примеры повторения однотипных месторождений в различных рудных формациях приводятся в работе Ф. Н. Шахова (1966). Правильное определение формационной принадлежности таких «аномальных» образований имеет важное научное значение для выделения формационных типов и в то же время большое практическое значение, поскольку опыт геологоразведочных работ показывает, что параметры таких образований в разных типах формаций оказываются совершенно различными. Наряду с этим «аномальные» образования нередко служат хорошим поисковым признаком главных месторождений той или иной формации.

В итоге можно сказать, что в нашем понимании конкретная формация по своему объему соответствует типовой рудной серии С. С. Смирнова, рудному комплексу Ю. А. Билибина, рудному семейству И. Г. Магакьяна, металлогеническому семейству В. В. Богацкого, ряду родственных рудных формаций Р. М. Константинова и комплексу рудных формаций Д. И. Горжевского.

Объективность выделения конкретных и абстрактных рудных формаций не зависит от степени изученности генезиса месторождений и основывается на устойчивости ассоциаций месторождений между собой и с геологическими формациями. Это позволяет отвести часто встречающееся возражение о нежелательности введения необъективных генетических понятий в формационные схемы и рассматривать рудные формации в соответствии с представлениями В. В. Белоусова (1954), Л. Б. Рухина (1953), Н. М. Страхова (1960) и В. Е. Хаина (1950) как генетические или парагенетические сообщества месторождений. Нельзя забывать о том, что основная задача всех геологических исследований состоит в познании существа геологических процессов по их конечным продуктам. Поэтому мы полностью разделяем мнение Н. М. Страхова о том, что «в вопросе о формациях чисто эмпирический подход не может являться основой успешной исследовательной работы и что она может развиваться лишь на базе четкого генетического понимания парагенезиса».

Формационная классификация месторождений ни в коем случае не должна подменять собой генетическую. Они обе имеют право на самостоятельное существование. Генетическая классификация по существу фиксирует физико-химическую обстановку периода формирования месторождений (глубину, давление, температуру, состав вмещающих пород и т. д.). Формационная классификация, охватывая значительно более широкий круг явлений, должна отражать исторические взаимосвязи совокупностей месторождений или геохимических ассоциаций элементов (по Ф. Н. Шахову) с тектоникой, литогенезом и магматизмом. Иначе говоря, формационная классификация месторождений является геолого-геохимической.

Изложенные принципы выделения рудных формаций как совокупностей месторождений различных полезных ископаемых позволяют выделять в каждой из них группировки и единицы подчиненного значения (пометальные группы, минеральные и морфологические типы месторождений и т. д.). В свою очередь рудные формации могут объединяться в ряды, что соответствует объединению геологических формаций в структурно-формационные комплексы, а ряды — в серии, соответствующие по масшабу сериям геологических формаций отдельных тектономагматических циклов.

Поскольку многие из высказанных положений являются дискуссионными, попытаемся обосновать некоторые из них более детально, проанализировав также высказывавшиеся возражения.

Рудная формация должна быть такой же крупной группировкой месторождений, какой по отношению к горным породам является геологическая формация. Это особенно ярко подчеркнуто в работах Ю. А. Билибина, Г. А. Твалчрелидзе, Ю. А. Кузнецова и А. Н. Кена (1964, 1966). Ссылки на укоренившуюся практику выделения дробных рудных формаций несостоятельны: либо мы должны прибегнуть к введению новых понятий, либо должны перейти с согласованию применения общего термина в смежных ветвях геологических наук. Последнее представляется нам единственно правильным. Отстаиваемая в настоящей статье равномасштабность геологических (в том числе магматических) и рудных формаций предполагает наличие достаточно «жестких» взаимных связей между ними. Вместе с тем совершенно очевидно, что в отдельных случаях такие «жесткие» связи могут нарушаться или осложняться. Это возможно, в частности, для: а) «переходных» по генезису групп месторождений, формирующихся в условиях совмещения эндогенных и экзогенных процессов; б) месторождений, типоморфные рудные компоненты которых могут иметь разное (например, коровое и подкоровое) происхождение. При этом доступные наблюдению проявления магматизма могут иногда соответствовать лишь одному из этих источников; в) тех случаях, когда, проявляясь в разных условиях, рудная формация существенно изменяет свой характер, а магматическая оказывается менее чувствительной к среде проявления. В этом случае, по-видимому, следует ставить вопрос о недостаточной дробности расчленения магматических формаций.

Во многих случаях критике подвергается введение генетических представлений в формационные определения (формация должна определяться по объективным признакам). При этом, однако, забывается что геологические формации также определяются не в поле у обнажения, а в результате анализа фактического материала и генетических построений. Мы, вероятно, долго будем еще спорить о генезисе месторождений джезказганского типа, но генетическое и формационное родство Джезказгана, Удокана, «медного пояса» Катанги и Замбии при заметных различиях такого «объективного» признака, как минеральный состав, вряд ли может вызывать сомнения. Тем более вряд ли можно сомневаться в объективности выделения конкретных рудных формаций в определенном регионе, где на помощь приходят географическое распределение месторождений, данные об их возрасте и связях с магматическими комплексами и т. д.

Соотношения генетической и формационной классификаций также понимаются по-разному. Как известно, С. С. Смирнов считал, что будущее принадлежит классификации, учитывающей всю геологическую обстановку формирования месторождений. Достаточно успешные попытки разработки таких классификаций известны (например, классификация урановых месторождений А. И. Семенова, 1959), однако в целом составление такой общей классификации — дело не столь близкого будущего. С известной долей условности можно сказать, что для разведчиков основными классификациями еще долго останутся генетическая и морфологическая, тогда как для поисковиков и геологов-прогнозистов все большее значение приобретает формационная классификация.

В работах В. А. Кузнецова высказывается мысль, что понятие о генетическом типе шире, чем рудная формация, т. е. последняя является частью генетического типа. Действительно, если взять такой «компактный» генетический тип, как пегматитовый, то в нем находятся представители различных рудных формаций: пегматиты нефелин-сиенитового состава, пегматиты, связанные с мигматитовыми полями, с батолитовыми интрузиями средних этапов и с гранитными массивами поздних этапов развития подвижных поясов. Однако каждый из указанных

типов пегматитов еще нельзя считать самостоятельной рудной формацией или формационным типом. Чаще всего они являются наиболее высокотемпературными членами значительно более сложных серий родственных месторождений, сформировавшихся в несколько иных условиях, чем пегматиты. В Забайкалье, на Урале, Северо-Востоке и других регионах в однотипных редкометальных рудных узлах часто отмечаются переходы от пегматитов к грейзенам и гидротермальным образованиям различных температур. В. И. Смирновым (1968) описаны японские колчеданные месторождения, в которых одна часть руд образована эксгаляционно-осадочным путем, а другая — гидротермальным. Мы не считаем возможным относить такие серии месторождений к различным рудным формациям, точно так же, как выделять несколько рудных формаций в одном месторождении (за исключением вероятных эпизодических случаев пространственного совмещения резко разновозрастных и разнотипных образований). Отсюда неизбежен вывод об относительной независимости генетической и формационной классификаций месторождений.

Часто встречающееся требование минерального тождества руд месторождений, входящих в одну формацию, мы считаем неверным. Минеральный состав — важный, но не единственный и первостепенный признак рудной формации. Почти нет геологических формаций, сложенных каким-либо одним типом пород. Петрологи не считают противоестественным относить к одной формации малые дифференцированные интрузии, меняющие свой состав от габбро до гранитов. Породы разного состава объединяются в геологическую формацию по признакам *устойчивого сонахождения и общего происхождения,* а в конкретных формациях — по признакам *одновозрастности и пространственной непрерывности.* Все эти признаки указывают на общность геотектонической обстановки периода образования формации, хотя сама обстановка еще может оставаться неясной. В отношении месторождений ведущими являются первые три условия. Что же касается четвертого (непрерывности), то оно неприменимо к дискретным (практически точечным) объектам, которыми являются месторождения, и заменяется требованием пространственной целостности ареала распространения месторождений, совпадения его с ареалами развития соответствующих магматических, осадочных или метаморфических формаций и наличием переходов в составе месторождений. Так, например, в ряде районов мира пространственно совмещенными и одновозрастными оказываются приповерхностные низкотемпературные золото-серебряные месторождения и аналогичные по типу киноварь-антимонит-ферберитовые. Внешне далекие по минеральному составу они, однако, достаточно отчетливо увязываются между собой через золото-шеелит-антимонитовые с киноварью месторождения, такие, как Иеллоу Пайн, Атолия, и через наличие шеелита и гюбнерита в таких типично золоторудных объектах, как месторождения Трансильвании. Это дает нам право отнести их к единой многометальной рудной формации. Другим примером могут служить сульфидные медно-никелевые месторождения, связанные, с одной стороны, с формацией дифференцированных перидотитовых интрузий начальных стадий развития подвижных поясов (печенгский тип), с другой — с трапповой формацией платформенного чехла (норильский тип). При сходстве минерального состава эти месторождения должны относиться к принципиально разным рудным формациям.

Мы уже упоминали о том, что практическое выделение рудных формаций в нашей стране началось с разработок формационных классификаций для отдельных металлов. В этом отношении классическими по-прежнему остаются работы С. С. Смирнова по классификации оловорудных месторождений. В настоящее время такие классификации детально разработаны для молибденовых (Хрущев, 1959), ртутных (Куз-

нецов, 1964), урановых (Семенов, 1959) и некоторых других месторождений. Нетрудно предвидеть, что распространение классификаций такого типа на все полезные ископаемые вслед за некоторым возрастанием числа выделенных формаций в дальнейшем приведет к их сокращению. Многие формации окажутся общими для 2—3, а порой и для 5—6 видов полезных ископаемых. В дополнение к уже приводившимся примерам можно назвать, в частности, скарновые шеелитовые, молибденитовые, свинцово-цинковые, золоторудные и медные месторождения, оловянно-полиметаллические, представляющие «частные» формации в рядах оловянных и свинцово-цинковых месторождений, но в целом входящие в одну формацию, и многие другие.

Приводимая нами классификация рудных формаций (см. таблицу) не претендует на полноту и законченность. При ее составлении были учтены лишь главные разновидности известных в настоящее время эндогенных месторождений щитов, платформ, подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. К рудным формациям щитов отнесены также эндогенные месторождения фундамента платформ, а к платформенным — рудные формации платформенного этапа на щитах. В таблицу включены также некоторые формации спорного генезиса и «переходные» между эндо- и экзогенными.

На основании изложенных выше принципов нами выделено 23 формационных типа преимущественно металлических полезных ископаемых эндогенного происхождения, что достаточно близко совпадает с высказанной ранее (Строна, 1968) оценкой вероятного числа абстрактных рудных формаций. С неметаллическими полезными ископаемыми их, по-видимому, будет около 40. Несколько ранее для территории СССР И. Г. Магакьяном (1969) было выделено 48 эндогенных рудных формаций, а Г. А. Твалчрелидзе (1966) — 47. Эти одного порядка цифры резко отличаются от более чем 200 формаций Е. Е. Захарова, многочисленных формаций Р. М. Константинова и других сторонников дробного формационного расчленения рудных месторождений. Мы отдаем себе отчет в том, что приводимые в таблице некоторые формационные типы месторождений могут вызвать критические замечания. В особенности это касается месторождений, генезис которых является спорным (например, «телетермальных», железистых кварцитов, медистых песчаников и др.). Однако нам представляется, что как раз в этих случаях может быть продемонстрировано преимущество формационного подхода: не имея общепринятого мнения об условиях образования таких типов месторождений, мы многое знаем о геологических условиях их нахождения. При составлении таблицы была частично использована классификация магматических формаций Ю. А. Кузнецова, но, к сожалению, она оказалась недостаточно полной для некоторых металлогенических выводов и построений.

В пределах рудных формаций нами выделяются минеральные типы месторождений. Количество последних довольно значительное и в отдельных формациях достигает 10—12 (некоторые редкие минеральные типы в таблицу не включены). Отдельные сходные, но, по-видимому, все же не идентичные минеральные типы (например, флюоритовые, баритовые, серные, ртутные, сурьмяные, железорудные и др.) повторяются в различных формациях.

Уже первый анализ укрупненной группировки эндогенных месторождений по рудным формациям приводит к неожиданным выводам. Так, например, намечается, что в неогее в природе, по-видимому, не возникала специфически свинцово-цинковая рудная формация. Достаточно разнообразные галенит-сфалеритовые типы месторождений (с минералами серебра, мышьяка, висмута, кадмия, сурьмы, самородным золотом, флюоритом, баритом и др.) являются спутниками разных формаций и по этой причине, вероятно, ни в одном случае не могут рас-

сматриваться как типоморфные. Такой же вывод напрашивается в отношении кварц-касситеритовых месторождений, повторяющихся в сложной редкометальной формации, формации, связанной с лейкократовыми гранитами, и оловянно-полиметаллической (сульфидно-касситеритовой) формации, ассоциирующейся с дифференцированными малыми приповерхностными интрузиями поздних стадий развития подвижных поясов.

Формационные типы месторождений поздних стадий развития подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации оказываются сходными.

При прослеживании поведения какого-либо одного многометального формационного типа отмечается, что полнота его развития в различных регионах и структурно-формационных зонах (в отношении набора минеральных типов месторождений) подвержена значительным колебаниям. При этом минеральные типы месторождений несколько видоизменяются, а ведущие элементы данной формации как бы меняются своими ролями. Так, мезозойская золото-молибденово-свинцово-цинковая формация в Восточном Забайкалье представлена многообразными типами месторождений с примерно одинаковыми значениями золота, молибдена, свинца и цинка в целом для региона. В Сихотэ-Алине и Якутии в составе аналогичной формации появляются новые типы золото-шеелитовых и золото-антимонитовых месторождений; роль молибдена, свинца и цинка резко снижается, но зато доминирующее значение приобретает золото. Интересным оказывается поведение месторождений «космополитов». Если в Восточном Забайкалье промышленные свинцово-цинковые месторождения развиваются в одной формации с золотыми и молибденовыми, то в Приморье и Верхоянье они проявляются уже в ассоциации с оловом. В ряде случае сравнение однотипных комплексных рудных формаций различных регионов позволяет существенным образом уточнить характерные особенности самих рудоносных магматических формаций. Так, по представлениям некоторых исследователей (Тихомиров, 1960; Рудакова и Тихомиров, 1965), сульфидно-касситеритовые месторождения Забайкалья и Чукотки связаны с формацией кислых гранитов. В типичных оловоносных провинциях Северного и Южного Верхоянья, Приморья и Хингана установлено, что оловоносные магматические формации представляют собой ряды дифференцированных интрузий и комагматичных с ними эффузивов среднего и кислого состава. Из сопоставления можно заключить, что рассматриваемые магматические формации Забайкалья и Чукотки либо недостаточно изучены, либо проявлены не в полном виде и их нельзя принимать за типоморфные.

Интересные возможности новой систематики эндогенных месторождений, безусловно, не ограничиваются приведенными примерами и упомянутыми регионами. Речь шла преимущественно о восточных районах Советского Союза только потому, что металлогения этих регионов лучше известна авторам. Переоценка фактических данных с предлагаемых позиций по другим регионам позволит сделать новые выводы и заключения.

Предлагаемый путь изучения и систематики эндогенных месторождений открывает ранее почти не использовавшиеся возможности взаимного контроля действий петрологов и геологов-рудников в области формационного анализа магматических пород и месторождений. В несколько ином свете представляются дальнейшие перспективы изучения металлогенической специализации интрузий, горизонтальной и вертикальной зональности в распределении оруденения, изменчивости самих формационных типов месторождений в истории эволюции Земли. При типизации рудных формаций ясно обозначилась настоятельная необходимость дальнейшего детального изучения и сопоставления сходных магматических формаций с меняющейся степенью щелочности, а также фациаль-

Главные формационные типы эндогенных месторождений щитов, платформ, подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации*

№ п.п.	Формационные типы месторождений	Геотектонические условия проявления						Сопутствующие геологические (в том числе магматические) формации
		щиты	платформы	подвижные пояса неогея (этапы)			Области активизации	
				ранние	средние	поздние		
1	Железистых кварцитов	+						Спилит-диабазовая и кремнистая
2	Титано-железорудная	+		+				Габбро-пироксенит-дунитовая
3	Медно-никелевая (с платиной, хромом и титаном)			+				Дифференцированных габбро, норитовых и перидотитовых интрузий
4	Железо-бор-редкометальная (древние скарны и скарноиды)	+						Мигматитовая (амфиболитовой фации)
5	Колчеданно-железо-марганцевая	+		+				Спилит-кератофировая, кремнисто-яшмовая
6	Золоторудная (малосульфидная)	+			+			Габбро-диорит-гранодиоритовая
7	Полиметаллическая	+						Связь с магматизмом неясна
8	Мусковитовая с ураном, торием и редкими землями	+						Мигматит-гранитная
9	Сложная редкометальная				+	+	+	Лейкократовых, в том числе субщелочных гранитов
10	Медно-кобальт-железорудная			+				Габбро-плагиогранитная
11	Хромитовая (с субформациями хромитовой и хризотил-асбестовой)			+	+			Гипербазитовая

Генетические типы месторождений	Главные минеральные типы месторождений	Ведущие и сопутствующие полезные ископаемые	Примеры месторождений и рудных провинций
Метаморфизованный осадочный или вулканогенно-осадочный	Железистые кварциты, итабириты и др.	Fe	Кривой Рог КМА, Верхнее Озеро, Бихар
Позднемагматический	Ильменит-магнетитовый, титан-магнетитовый платиновый и др.	Fe, Ti, Pt (Cu)	Качканар, Кусинское, Лак-Тио, Адирондайк, Нижний Тагил, Колумбия
Раннемагматический, ликвационный, возможно позднемагматический	Хромитовый, титан-магнетитовый, платиновый	Ni, Cr, Cu, Ti, Pt (Se, Te, Pd, Au)	Сёдбери, Бушвельд, Печенга, Мончегорское
Скарновый и скарноподобный метаморфогенный	Людвигит-магнетитовый, флогопитовый, цинкит-франклинитовый, касситерит-шеелитовый	Fe, B, флогопит Sn, W, Zn, Mn	Таежное, Пяткяранта, Франклин-Фернес, Айрон-Маунтин
Гидротермальный приповерхностный, экскаляционно-осадочный, в том числе метаморфизованный	Серноколчеданный, медноколчеданный, колчеданно-полиметаллический, гематитовый, гематит-браунитовый, магнетит-гематитовый, сидеритовый, баритовый и др.	Cu, Pb, Zn, S, Au, Fe, Mn, As Ni, Co, Ba	Сибайское, Гайское, Парадово, Флин-Флон, Тишинское, Ленногорское, Озерное, Раммельсберг, Болиден, Рио-Тинто, Норанда, Ланд-Дилль, Джезды, Атасу
Гидротермальный высоко- и среднетемпературный	Кварц-золоторудный, кварц-арсенопирит-золоторудный, кварц-пирротин-золоторудный	Au, As	Советский Рудник, Поркюпайн, Морро Вельо, Колар, Муруитау
Гидротермальный высокотемпературный	Полиметаллический	Pb, Zn, Au, Ag, Jn, Sn, Cu и др.	Салливан, Брокен-Хилл, Горевское
Пегматитовый	Мусконитовый урановый, торий-урановый и др.	Мусковит, U, Th, TR	Бенкрофт, Шарлебуг, Индия, Кольский п-ов, Цейлон
«Апографитный», «грейзеновый», пегматитовый, высокотемпературный гидротермальный	Кварц-касситеритовый, кварц-вольфрамитовый, кварц-молибденитовый, кварц-редкометальный	Sn, W, Mo, редкие мет., флюорит	Цишовец, Цзянси, Акча-Тау, Белуха, Иультин, Шалгия, Корнуолл, Джос
Скарновый, гидротермальный высоко-, реже среднетемпературный	Магнетитовый, медно-магнетитовый, медно-золоторудный, кобальтин-магнетитовый, кобальтин-халькопиритовый	Fe, Co, Cu, Au (Mo)	Соколово-Сарбайское, Дашкесан, Саяк, Висбю, Моренси, Банат, Тельбес, Кимперсай, Сарановское, Гокча, месторождения Албании, Греции, Турции, Пакистана, Баженово, Джетыгара
Позднемагматический, реже раннемагматический, гидротермальный	Хромитовый Хризотил-асбестовый	Cr Хризотил-асбест	

№ п.п.	Формационные типы месторождений	Геотектонические условия проявления						Сопутствующие геологические (в том числе магматические) формации
		щиты	платформы	подвижные пояса неогея (этапы)			Области активизации	
				ранние	средние	поздние		
12	Вольфрам-молибден-золото - полиметаллическая				+	+	+	Андезит-габбро-диорит гранодиоритовая, иногда субщелочная
13	Медно-молибденовая				+	+	+	Трахиандезитовая-габбро - монцонит-граносиенитовая
14	«Пятиэлементная»	+				+	+	По-видимому, сложная ассоциация гранитоидных и базальтоидных формаций
15	Молибден-флюорит-урановая					+	+	Липаритовая, иногда субщелочная
16	Золото-сурьмяно-вольфрамово-ртутная					+	+	Андезит-трахилипаритовая
17	Оловянно-полиметаллическая					+	+	Дацит-липаритовая и гранодиорит-гранитная
18	Сурьмяно-ртутная					+?	+	Связь с магматизмом неясна
19	Медно-свинцово-цинковая (стратифицированная)		+			+		Связь с магматизмом неясна
20	Никель-медно-железорудная (траповая)		+					Траппоная
21	Титан-редкометально-редкоземельная (карбонатитовая)		+				+?	Щелочно-ультраосновная
22	Цирконий-редкометально-редкоземельно-апатитовая		+					Нефелиновых сиенитов
23	Алмазная		+					Кимберлитовая

Примечание. Знаком + показаны геотектонические обстановки развития месторождений формационного типа.

Продолжение

Генетические типы месторождений	Главные минеральные типы месторождений	Ведущие и сопутствующие полезные ископаемые	Примеры месторождений и рудных провинций
Скарновый, гидротермальный среднетемпературный	Шеелит-молибденитовый, молибден-полиметаллический	W, Mo, Bi, Au, Pb, Zn, As, Cu, Sb	Дарасунское, Шахтаминское, Тырны-Ауз, Ингичке, Такели
Гидротермальный высоко- и среднетемпературный	Медный, медно-молибденовый, молибденовый, золоторудный, полиметаллический, медно-турмалиновый	Cu, Mo, Au, Pb, Zn Re, Sn	Коунрад, Алмалык, Бингхем, Клаймакс, Браден, Чикикамата, Каджаран, Медет
Гидротермальный средне- и низкотемпературный	«Пятиэлементный», никель-кобальт-серебряный, карбонатно-настурановый	U, Co, Ag, Ni, Bi	Б. Медвежье озеро, Рудные горы, Кобальт
Приповерхностный гидротермальный среднее-низкотемпературный	Молибденит-флюорит-настурановый, молибденит-настурановый, гельбертрандитовый, флюоритовый, баритовый	U, Mo, флюорит, Be	Мерисвейл, Томас Рейндж, Агуачиле
Приповерхностный гидротермальный низкотемпературный	Золото-серебряный, золото-теллуридный, сурьмяно-ртутно-вольфрамово-золоторудный и др.	Au, Hg, W, Sb, Ag	Балейское, Бая-Маре, Зодское, Барун-Шивеинское, Криппл Крик, Ла-Либертад, Зопхито, Голконда, Монте Аманата
Гидротермальный высоко- и среднетемпературный	Хлорит-касситеритовый, турмалин-касситеритовый, галенит-сфалеритовый, «деревянистого олова»	Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, Hg, Co, In	Депутатское, Мяо-Чан, Шерловогорское, Ханчерангинское, Эге-Хая
Гидротермальный низкотемпературный умеренных глубин	Киноварный, антимонитовый, киноварь-флюоритовый, флюоритовый	Hg, Sb, флюорит	Альмаден, Идрия, Никитовка, Хайдаркан, Аурахмат, Сигуаншань
Телетермальный осадочный	Медистые песчаники, галенит-сфалеритовый с кобальтом, баритовый	Cu, Pb, Zn, Co, Ba, Cd, Ge, флюорит	Кара-Тау, Миссури, Тристейт, Блайберг-Кент, Райбл, Джезказган, Удокан
Ликвационный, гидротермальные высоко-средне- и низкотемпературные	Пирротин-халькопиритовый, магнетитовый, кальцитовый	Ni, Cu, Pt, Co, Fe, Pb, Zn, исландский шпат	Норильск, Ангаро-Илимское, Инсизва, Отави, Тунгуска
Магматический и гидротермальный	Титано-магнетитовый, флогопитовый, пирохлоровый, баритовый, флюоритовый и др.	Флогопит, флюорит, апатит, Ba, Sr, Mo	Ковдор, Гулинское, Люлюкоп, Магнет Ков, Кения, Танзания
Собственно магматический, пегматитовый, гидротермальный	Апатит-лопаритовый, эвдиалитовый, пирохлоровый и др.	P, Nb, TR, Al	Хибины, Приазовье и др.
Раннемагматический	Алмазный	Алмазы	Сибирская платформа, Трансвааль, Индия, Арканзас

ного расчленения сложных магматических формаций и связанных с ними месторождений.

Иногда высказывается мнение, что обобщенная формационная классификация месторождений представляет шаг назад по сравнению с уже существующими более дробными. С этим решительно нельзя согласиться. Почти неограниченные возможности для детализации заложены в минеральных типах месторождений, количество которых, несомненно, может быть значительно увеличено, а также в изучении парагенезисов минералов и стадий минерализации. К такой категории исследований относятся работы Р. М. Константинова. Что же касается формационной классификации месторождений, то в ней не обойтись без более крупных классификационных единиц или формационных типов. В практическом отношении такая классификация позволяет:

1) предвидеть возможности выявления в том или ином районе минеральных типов месторождений, которые еще не известны, но потенциально входят в состав хотя бы частично проявленной типовой рудной формации;

2) правильно оценивать экономические возможности сходных по своему вещественному составу минеральных типов месторождений, относящихся к разным формационным типам и характеризующихся различными масштабами;

3) обобщенная классификация облегчает прогнозирование не только формационных типов, но и отдельных минеральных типов месторождений в конкретных регионах, позволяя сосредоточить внимание на частных особенностях геологического строения, обусловливающих появление и определяющих размещение определенных минеральных типов при доказанном проявлении рудной формации в целом.

Связь эндогенного оруденения с магматизмом (как и с другими сторонами единого процесса развития земной коры), порой явная и бесспорная, порой далекая и не совсем ясная, является одним из основных критериев прогнозирования и поисков новых месторождений полезных ископаемых. Многочисленные попытки прослеживания таких связей для всей совокупности эндогенных месторождений на уровне дробных минералогических классификаций оказались бесплодными. Поднявшись на ступень выше по лестнице обобщений, рассматривая естественные закономерные сообщества магматических образований и эндогенных месторождений, мы видим тесную связь между ними и получаем возможность обоснованных предсказаний потенциальных перспектив того или иного района. Этот путь — путь объединения и сопоставления природных объектов в применении к рудной геологии с выделением главных определяющих черт в сообществах бесконечно разнообразных природных объектов с наибольшей четкостью был показан в работах Ю. А. Билибина и его последователей.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., Недра, 1964.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Богацкий В. В. О металлогенических классификациях эндогенных месторождений. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Богданович К. И. Рудные месторождения. СПб, 1912.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л., Гостоптехиздат, 1951.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). В кн. Осадочные и вулканогенные формации. Л., Недра, 1966.

Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций. Геология рудных месторождений, № 6, 1964.

Горжевский Д. И. Свинцово-цинковые рудные формации Алтая и Забайкалья и их геотектонические позиции. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Горжевский Д. И., Бородаевский Н. И. О книге Р. М. Константинова, В. А. Жарикова, Б. И. Омельяненко, Н. В. Петровской и Е. Т. Шаталова «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Сов. геология, № 7, 1966.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Иициксон Г. В., Иициксон М. И., Матвеенко В. Т. Металлогенные ассоциации в вулканических поясах Тихоокеанского кольца. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Кен А. Н. Геологические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 103, 1964.

Кен А. Н. Применение методики формационного анализа при металлогенических исследованиях (на примере Алтае-Саянского подвижного пояса). В кн. Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., Недра, 1966.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабном металлогеническом исследовании. В кн. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1965.

Кормилицын В. С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации Забайкалья. В кн. Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968.

Кормилицын В. С., Строна П. А. Мезозойские рудные формации Забайкалья. Л., 1971.

Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Рудные месторождения, ч. 1. СПб, 1911.

Магакьян И. Г. Главнейшие промышленные семейства и типы руд ЗВМО, ч. 79, № 4, 1950.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Недра, 1969.

Обручев В. А. Рудные месторождения, ч. 1, М., Моск. горн. академия, 1928.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Рухин А. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1953.

Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии. Геология рудных месторождений, № 1, 1968,

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1944.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Строна П. А. О применении термина «формация» к рудным образованиям. Записки ЛГИ, т. 51, вып. 2, 1968.

Строна П. А. Вулканогенные рудные формации. ЗВМО, вып. 2, 1970.

Татаринов П. М., Грушевой В. Г., Лабазин Г. С. и др. Принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Татаринов П. М. О принципах и методике составления металлогенических карт в СССР. В кн. Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата, 1958.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., Недра, 1966.

Томсон Дж. Предвидимое будущее. М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.

Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. БМОИП, нов. серия, т. 55, отд. геол., т. 25, вып. 6, 1950.

Хрущев Н. А. Классификация месторождений молибдена. Геология рудных месторождений, № 6, 1959.

Шахов Ф. Н. Принцип формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами. В кн. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Веск R. Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin, 1901.

Stelzner A. W. Die Erzlagerstätten. 2 Halfe, Leipzig, 1905—1906.

Д. В. Рундквист

ИЗУЧЕНИЕ РИТМИЧНОСТИ И ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Процессы минерализации представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса — осадконакоплением, развитием рельефа, тектоническими движениями, магматизмом и метаморфизмом.

Ю. А. Билибин. Избр. тр., т. 1, 1958, стр. 257.

В разносторонней творческой деятельности Ю. А. Билибина, охватывавшей вопросы металлогении, тектоники, петрологии, минералогии, можно увидеть одну общую черту, касающуюся методики его исследований. Все природные образования — будь то отдельный кристалл, минерал, порода, рудный район или складчатый пояс — Ю. А. Билибин рассматривал в их историческом развитии, анализировал те факторы, которые предопределили появление данного образования, исследовал эволюцию процесса.

В серии работ, вошедших в первый том избранных трудов: «О минеральных ассоциациях магматических горных пород», «О генезисе щелочных пород», «Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм», «Петрография Алдана» и др.— этот исторический метод анализа использовался Ю. А. Билибиным в различных масштабах времени — от исследования эволюции кристаллов пироксена, возникновения псевдоморфоз псевдолейцита до восстановления эволюционных рядов кристаллизации магматических пород и разработки схемы типовой последовательности минеральных и интрузивных комплексов в ходе тектоно-магматического цикла.

В конечном итоге такой анализ с особым вниманием к фактору времени привел Ю. А. Билибина к выводу о том, что «схема нормальной возрастной последовательности минеральных и интрузивных комплексов имеет значительно более глубокий смысл и является тесно увязанной с общим ходом геологического развития соответствующих подвижных зон» (Билибин, 1955, стр. 16).

В настоящей статье остановимся подробнее именно на этой стороне металлогенического анализа — значении изучения последовательности развития минеральных образований (парагенезисов — пород и руд, формаций), цикличности и ритмичности геологических процессов для познания закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых и разработки теории их научного прогнозирования.

ЦИКЛИЧНЫЕ И РИТМИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ И ПОРЯДКОВ

Представления о цикличности геологических процессов и в то же время об их направленном необратимом развитии лежат в основе геологической науки и отражают две главные взаимосвязанные стороны

эволюции. Под цикличностью обычно понимают неоднократное повторение в истории геологического развития определенного ряда процессов. Так, в самом общем виде формирование земной коры рассматривается как результат многократного повторения циклов денудация→снос→осадконакопление→метаморфизм→магматизм→денудация и неоднократного перераспределения — кругооборота химических элементов. Представления о цикличности геологических процессов лежат в основе учения о геосинклиналях, эволюционных рядах и сериях метаморфических, магматических, осадочных пород и рудных месторождениях.

Разработанное Ю. А. Билибиным (1955) учение о металлогении базируется на представлении о неоднократной повторяемости тектономагматических циклов, сходстве комплексов их минеральных образований и на возможности подразделения тектоно-магматического цикла на ряд закономерно чередующихся этапов *.

Применительно к метаморфическим процессам установлена связь метаморфического «орогенического цикла» с геосинклинальной историей, намечена длительность циклов (около 200 млн. лет), выделены слагающие его «метаморфические события» и «метаморфические эпизоды» (Питчер, 1967).

Цикличность развития магматических пород как в общей истории геосинклинального развития, так и в более кратковременных интервалах развития интрузивных комплексов была подчеркнута В. С. Коптевым-Дворниковым, Ю. И. Половинкиной, Ю. В. Казицыным и др.

При анализе гидротермально-метасоматических процессов широкое распространение получили представления Д. С. Коржинского, А. А. Беуса и других исследователей о щелочно-кислотном цикле эволюции. Применительно к металлогении эти представления были развиты В. А. Жариковым и Б. И. Омельяненко (1965), которые установили, что «один гидротермальный цикл, т. е. один полный законченный период гидротермальной деятельности» (стр. 148), соответствует этапу тектоно-магматического цикла.

Цикличности осадконакопления посвящены многие работы Н. М. Страхова, Н. Б. Вассоевича, Л. Б. Рухина, В. И. Попова, Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова; из зарубежных укажем последнюю сводку «Цикличность осадконакопления» П. Даффа, А. Халлема и Э. Уолтона (1971). В этих работах рассмотрены особенности строения молассовых, флишевых, галогенных, угленосных и других формаций и с наибольшей полнотой раскрыты закономерности цикличности и ритмичности в процессе осадконакопления.

Вместе с тем нельзя не отметить, что понятия «цикл», «ритм» не имеют в геологической литературе однозначного содержания и один и тот же термин используется исследователями в совершенно разных смыслах. Это привело П. Даффа и др. (1971) к заключению, что «все три термина — «ритм», «цикл» и «циклотема» (последний используется только для осадочных пород и в настоящей статье не употребляется.— *Д. Р.*) — должны рассматриваться как синонимы» (стр. 13).

Представляется, что для целей металлогенического анализа — восстановления эволюционных рядов пород, формаций — целесообразно четко разграничить два вида процессов — цикличные и ритмичные. *Процессы симметричные, поступательно-возвратные* (трансгрессивно-регрессивные, прогрессивно-регрессивные) *следует рассматривать как цикличные* (исходя из этимологической основы слова kyklos — колесо; греч.), *а процессы асимметричные, односторонне направленные — как ритмичные* (rhythmus — такт, закономерное чередование; греч.). Соответственно, цикличный процесс — это процесс, в ходе которого возникает закономерный ряд минеральных образований, ранние и поздние члены в ко-

* Этап здесь и далее по Ю. А. Билибину (1955).

тором близки по составу и строению, а средние максимально отличаются от них:

$$\underbrace{a \rightarrow b \rightarrow c \rightarrow b' \rightarrow a'}_{\text{цикл}}.$$

Направленность процесса в ходе цикла в начале и в конце противоположна: регрессивная — прогрессивная, гомодромная — антидромная, трансгрессивная — регрессивная и т. д. Ритмичный процесс — это процесс, в ходе которого возникает закономерный ряд минеральных образований, ранние и поздние члены в котором, связанные промежуточными разностями, максимально отличаются друг от друга:

$$\underbrace{|a \rightarrow b \rightarrow c|\, a' \rightarrow b' \rightarrow c'|}_{\text{ритм}}.$$

Ритм — однонаправленный асимметричный процесс.

Границы ритмов и циклов обычно фиксируются перерывами в ходе процесса минералообразования, осадконакопления, вулканизма, магматизма и т. д. Соответственно ряд минералов микроклин→альбит→мусковит→кварц→мусковит→альбит→микроклин, характерный для редкометальных апогранитов (Беус, 1963), может рассматриваться как полный цикл. Другой пример: ряд уголь→углистый аргиллит→аргиллит→алевролит→песчаник→алевролит→аргиллит→уголь представляет собой закономерный, лагунный гранулометрический цикл (Иванов, 1967), в котором указанный порядок отражает последовательность расположения пород в разрезе снизу вверх.

Устойчиво сохраняющийся в медно-порфировых месторождениях (Павлова, 1970) последовательный ряд рудных минералов магнетит→молибденит→халькопирит→пирит→сфалерит→галенит отражает ритмичность процесса рудообразования, а формационный ряд гипербазит→габбро→гранит, характерный для многих регионов мира (Изох, 1965), с рассматриваемых позиций представляет собой типичный ритм образования магматических пород. Выделение циклов и ритмов по возникающим минеральным образованиям и их расположению в разрезе (для стратифицированных образований), по радиусам (для структур центрального типа) или по мощности (в жильных телах) вследствие известной общности пространственно-временных соотношений в равной мере отражает как структуру возникающих минеральных образований, так и закономерности процесса их развития.

Соотношение и устойчивость мощностей пород в разрезе, количество участвующих в повторяемости разновидностей и генезис, используемые некоторыми исследователями для разграничения циклов и ритмов, в данном случае рассматриваются как вещественно-структурные или генетические их характеристики.

Изучение строения минеральных образований различных уровней организации * — минералов, парагенезисов минералов (пород, руд), формаций, парагенезисов формаций, оболочек литосферы — *указывает на проявление в природе циклов и ритмов различных уровней и порядков.*

Повторение в строении кристаллов минералов отдельных зон (например, плагиоклаза, граната, сфалерита, касситерита и др., для которых особенно характерна зональность) отражает ритмичность и цикличность на уровне минерала. В свою очередь эта зональность,

---

* Определение понятия «уровень организации» (элементарная частица — химический элемент — минерал — парагенезис минералов — формация — парагенезис формаций — . . . — оболочка — Земля) см. в кн. «Проблемы развития советской геологии». Л., 1971.

как известно, может быть простой и сложной; могут быть выделены зоны нескольких порядков: от грубой зональности до микрозональности.

Ритмично-полосчатые граниты с многократным повторением в строении полос микроклина, плагиоклаза, биотита, кварца, так называемые зоны «штокшейдеров» с чередованием топаза, кварца, литиевых слюд, бурундучные руды, жилы с ритмичным крустификационным строением и др., выявляют ритмичность строения минеральных образований и, соответственно, процесса их образования на уровне парагенезиса.

Закономерное многократное чередование в разрезе осадочных пород терригенных и карбонатных осадков, в флише — грубообломочных пород, известковистых песчаников, аргиллитов, мергеля; в вулканогенных толщах покровов — базальтов, андезитов, дацитов; в интрузивных телах — диоритов, гранодиоритов, гранитов, в метасоматитах — зон различного состава и т. д. отражает особенность строения и процессов формирования еще более высокого уровня минеральных образований — формаций. Ритмичность и цикличность на этом уровне, как и на уровне парагенезиса и минерала, может быть различных порядков — тонкой или грубой и описывается в работах по осадочным формациям как микро-, мезо-, макро-, мега-, гиперциклы и ритмы или циклы и ритмы I, II, III и т. д. порядков.

Ритмичность и цикличность проявляются на следующем более высоком уровне — парагенезисов формаций (комплексов). Так, для эвгеосинклинальных зон складчатых областей характерно закономерное чередование в разрезе кремнисто-карбонатных, спилит-диабазовых, андезит-базальтовых формаций; для геоантиклинальных поднятий — габбро-сиенитовой, гранит-гранодиоритовой, гранит-лейкогранитовой магматических формаций.

Количество уровней ритмичных и цикличных процессов соответствует числу уровней организации минеральных образований, в то же время число порядков ритмов и циклов, а также количество ритмов и циклов одного порядка может быть неопределенно большим. Из приведенных примеров видно, что ритмы и циклы разных уровней и порядков раскрывают различные стороны геологического процесса. Ритмы и циклы разных уровней отражают направленность качественно резко отличных процессов, протекавших в несоизмеримые друг с другом отрезки времени (от ритмичности сезонных колебаний на уровне минерала до ритмичности, развивавшейся в диапазоне миллионов — десятков миллионов лет на уровне формаций и их комплексов) и существенно отличавшихся глубиной преобразования в системе и пределами колебаний физико-химических параметров. Порядок ритмичности и цикличности отражает разный масштаб однотипных явлений, протекавших при сходном изменении параметров в системе, но с различной интенсивностью и в разные диапазоны времени.

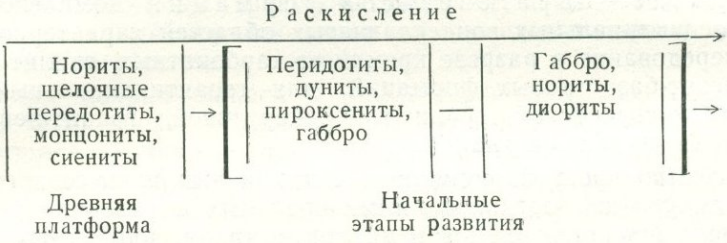
Внеся уточнения в понятия «цикл», «ритм» и разделив циклы и ритмы различных уровней и порядков, обратимся к анализу природных процессов минералообразования.

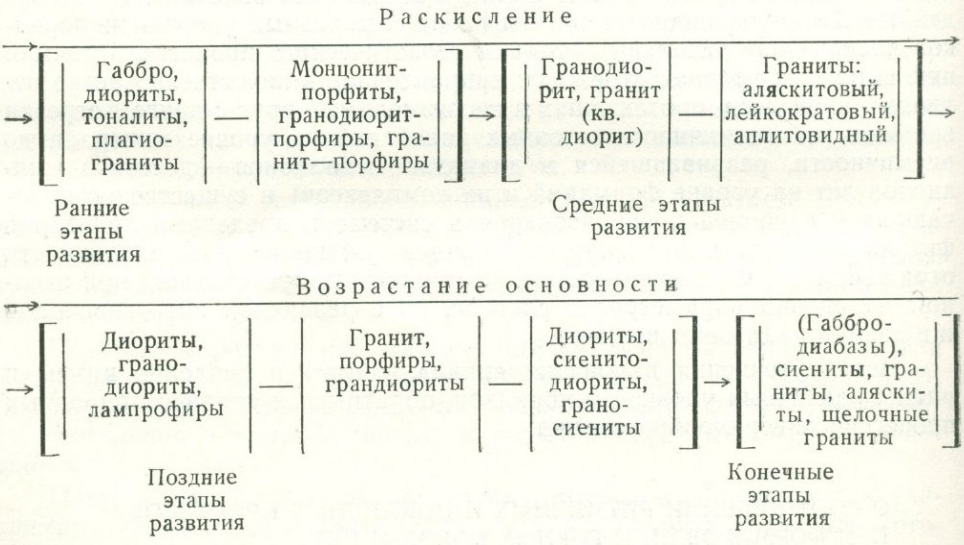
О СООТНОШЕНИИ РИТМИЧНЫХ И ЦИКЛИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Рассмотрим соотношение ритмичных и цикличных процессов в истории развития магматизма и оруденения складчатой области.

Для вулканизма Ю. А. Билибиным (1955) намечен следующий симметричный цикл, начинающийся и завершающийся базальтами и доходящий в процессе эволюции до липаритов:

Для интрузивного магматизма Ю. А. Билибин привел следующую типовую последовательность развития:





Если этот ряд дополнить поздними гипербазитами, развивающимися в ряде районов (Урал) после так называемых батолитовых интрузий, учесть широкое распространение на поздних этапах во многих регионах (Приморье, Хабаровский край, Северо-Восток СССР, Якутия и др.) малых послегранитных интрузий состава от диорита до габбро

СОДЕРЖАНИЕ

Д. В. Рундквист Вступительное слово 3
П. М. Татаринов. Ю. А. Билибин и советская металлогения . . . 5

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В. Г. Грушевой. Металлогения геосинклинально-складчатых областей (подвижных поясов) 8
Ю. Г. Старицкий. Основные проблемы металлогении платформ . . . 23
Т. В. Билибина. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации 41
Е. Д. Карпова. Металлогения областей тектоно-магматической активизации 62

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

М. И.Ициксон. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры (на примере Тихоокеанского кольца) 102
В. С. Домарев. Стратиграфо-литологические факторы металлогенической специализации рудных районов 121
В. С. Домарев. Роль метаморфизма в размещении рудных месторождений. 137
Г. В. Циксон. Тектоно-геохимические типы рудопитающих метаморфогенных систем 152
В. С. Кормилицын, П. А. Строна, П. М. Татаринов. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе . . . 186
Д. В. Рундквист. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе 206

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Редактор *Н. И. Домнич*
Техн. редактор *Т. В. Гвоздева*
Корректоры *Т. С. Гуляева, В. А. Митракова*

М-07174. Подписано в печать 19/III 1973 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Уч.-изд. л. 19,82. Печ. л. 14. Тираж 1000 экз. Заказ 1030. Цена 1 руб. 59 коп.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1 Б 88 К

П 4
том 191