ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

VIII

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

VIII

Современные проблемы металлогении

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

УДК 553.061

Сборник отражает современное состояние металлогенетической науки, посвящен теории и методам металлогенического анализа. Показаны результаты новейших исследований металлогении ведущих рудных провинций Советского Союза — Дальнего Востока, Алтае-Саянской области, Средней Азии, Кавказа, Украины, а также территории Народной Республики Болгарии. Рассматриваются современные научные принципы и методы составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, геохимиков, минералогов, петрографов и геофизиков.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик В. И. СМИРНОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик В. И. Смирнов,
академик АН Арм. ССР И. Г. Магакьян,
Е. М. Камшилина, А. И. Семенов,
Г. А. Соколов, Е. Т. Шаталов

2-9-2
295—67

ПРЕДИСЛОВИЕ

В мае 1965 г. в Ленинграде состоялось Четвертое Всесоюзное металлогеническое совещание, организованное Госгеолкомом СССР, Научным советом по рудообразованию АН СССР, Министерством высшего и среднего специального образования СССР.

Первое Всесоюзное металлогеническое совещание, проведенное в Алма-Ате в 1958 г., было посвящено закономерностям размещения эндогенных и экзогенных рудных месторождений в палеозойских геологических структурах, второе аналогичное совещание (Киев, 1960 г.) — проблемам металлогении древних оснований платформ и их осадочного чехла. Третье совещание было созвано в Баку в 1962 г. для обсуждения металлогенических особенностей юных складчатых сооружений альпийского цикла геологического развития.

Перед Четвертым металлогеническим совещанием была выдвинута двойная цель: 1) обсуждение коренных теоретических проблем региональной металлогении (влияние глубинного строения земной коры на закономерности возникновения и распределения магматогенных месторождений, общая направленность магматизма и рудообразования в истории развития земной коры, магматическая и металлогеническая полицикличность складчатых областей, стадийность эндогенного рудообразования, роль метаморфизма и послескладчатой тектонической и магматической активизации в образовании и региональном контроле размещения рудных месторождений) и 2) обобщение опыта с обсуждением принципов и методов составления крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт.

Настоящая книга отражает основные научные идеи Четвертого Всесоюзного металлогенического совещания: в ней собраны ведущие доклады совещания, переработанные для печати, и оригинальные статьи наиболее активных участников его. В начале помещены статьи, касающиеся общей теории металлогении, затем работы об особенностях металлогении, обусловленной постскладчатой тектонической и магматической активизацией. Вслед за этим публикуется статья о значении регионального метаморфизма для анализа рудоносности докембрийских щитов. Региональные закономерности размещения месторождений отдельных металлов демонстри-

руются на примере характеристики распределения железорудных образований. Во второй половине книги излагаются новейшие результаты исследования металлогении ряда ведущих рудных провинций Советского Союза, освещены проблемы металлогении Дальнего Востока, Кавказа, Средней Азии, Алтае-Саянской области и территории Болгарии. В конце книги рассмотрены современные научные принципы и методы составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт.

В связи с тем, что не представлялось возможным опубликовать выступления всех многочисленных участников совещания, в заключение публикуются обзоры, освещающие ход обсуждения вопросов региональной и локальной металлогении, естественно лишь отчасти восполняющие представления о полных материалах совещания.

В. И. Смирнов

В. В. Белоусов

О СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ МАТЕРИКОВ

В этой статье суммируются некоторые результаты сопоставления и обобщения геологических, геофизических и геохимических данных о строении и развитии тектоносферы (земной коры и верхней мантии) материков.

В последние годы мы явились свидетелями чрезвычайно быстрого накопления геофизических данных о строении глубоких слоев земной коры и подстилающих ее слоев мантии. Вместе с тем получили значительное развитие лабораторные работы по изучению состояния и свойств минерального вещества при тех температурах и давлениях, которые следует ожидать в земных недрах. Хотя количество этих геофизических и геохимических данных еще ограничено и в некоторой своей части они пока еще противоречивы, они уже сейчас проливают новый свет на строение тектоносферы и происходящие в ней процессы. Однако в полной мере эти данные могут быть использованы только в том случае, если они будут сопоставлены с выводами из геологических исследований, так как только геология создает основу для рассмотрения глубинных процессов в историческом аспекте.

Одним из первых результатов такого сопоставления геологических закономерностей с геофизическими и геохимическими данными было установление самого понятия о тектоносфере как о слое, в пределах которого происходят процессы, отражающиеся на поверхности в форме тектонических, магматических и метаморфических явлений. Толщина такого слоя около 1000 *км*; он включает, кроме коры, слои мантии B и C (последний известен также под названием «слоя Голицына»). Это не дает нам право категорически утверждать, что никакие влияния больших глубин к поверхности вовсе не проникают. Это значит лишь, что при изучении эндогенных геологических процессов с обычной степенью приближенности мы можем в данное время игнорировать все происходящее глубже слоя Голицына, не рискуя оставить без объяснения какие-либо основные из известных ныне свойств эндогенных геологических процессов. Как механические, так и химические и термические связи земной коры с недрами распространяются на указанную глубину, и пока мы не можем распознать влияние на нее более глубоких слоев, начиная с нижней мантии (слой D по модели Буллена).

Таким образом, задачей настоящей статьи является попытка использовать новейшие геофизические и геохимические данные для объяснения тектонических, метаморфических и магматических явлений в коре. При теперешнем уровне знаний окончательное решение этой проблемы пока невозможно, и то, что изложено дальше, представляет, вероятно, лишь одну из возможных концепций, хотя она кажется разумной и достаточно полно объединяет то, что мы сейчас знаем и о закономерностях

развития эндогенных процессов, и о состоянии вещества в тектоносфере, и о строении последней.

Прежде всего следует сказать о распределении давления и температуры в тектоносфере.

В геофизических сводных работах обычно говорится о гидростатическом распределении давления в недрах Земли. Однако, поскольку в тектоносфере происходят движения материала, необходимо допустить, что гидростатичность хотя бы временно и локально нарушается. М. В. Гзовский (1963, 1964) рассмотрел влияние на всестороннее давление в тектоносфере вертикальных дифференциальных движений ее блоков. Оказалось, что в областях наиболее контрастных вертикальных движений, где градиент последних достигает $1 \cdot 10^{-8}$ лет$^{-1}$, можно ожидать на глубинах в 50—60 *км* в зонах швов между движущимися блоками снижения всестороннего давления на 5—10 *килобар* по сравнению с гидростатическими давлениями. Это означает, что в других местах — на вершинах поднимающихся блоков — может быть соответствующее повышение всестороннего давления, хотя совсем не обязательно, чтобы снижение всестороннего давления в одном месте точно компенсировалось повышением его в другом.

В геологической и геофизической литературе нередко с местным снижением всестороннего давления в коре или мантии связывается появление расплавленной магмы. Попытка подойти к этому вопросу с количественной точки зрения приводит к выводу, что нельзя считать этот способ магмообразования основным.

Размер возможного изменения всестороннего давления по отношению к гидростатическому лимитируется прочностью материала. Элементарный расчет показывает, что максимальное снижение или возрастание всестороннего давления может достичь четырех третей от прочности, выраженной в касательных напряжениях (Берч, 1957). Прочность пород должна с глубиной сначала возрастать (в связи с повышением давления), а потом уменьшаться (в связи с повышением температуры). Наиболее вероятные соображения дают основание полагать, что максимальные прочности, вероятно достигающие 10 *килобар* касательных напряжений, должны наблюдаться в нижних слоях коры, где, следовательно, возможно снижение или возрастание всестороннего давления на 12—13 *килобар* по отношению к гидростатическому. Под подошвой коры прочность пород должна быстро падать и возможные отклонения от гидростатического давления там уменьшаются.

В таблице, составленной Аффеном и Жессопом (Uffen, Jessop, 1963), рассчитано влияние возможных максимальных отклонений от гидростатического давления на температуру плавления гранита, базальта и дунита (табл. 1). Если, как мы это сделали, оконтурить области наиболее вероятного распространения указанных пород по глубине, то можно увидеть, что указанные в графах T_m, °С максимальные снижения температуры плавления только в одном случае приводят к температуре плавления ниже температуры окружающей среды. Это глубина 20 *км* для гранитов: минимальная температура плавления (510°), соответствующая максимальному возможному снижению всестороннего давления (гидростатическое давление в 5,5 *килобар* уменьшается на 9,8 *килобар* и получается отрицательное давление, что можно понять как образование зияющей трещины), оказывается несколько меньше температуры окружающей среды (550°). Ни в одном, ни в другом случае в пределах нанесенных на таблицу контуров аналогичная ситуация не возникает.

Однако и этот единственный случай возможного плавления гранитов при максимальном снятии давления более чем сомнителен.

Таблица 1

Прочность и температура плавления пород и возможные колебания общего давления на разных глубинах (Uffen, Jessop, 1963)

Глубина, км	T, °C	Гранит			Базальт			Дунит		
		S	P	T_m, °C	S	P	T_m, °C	S	P	T_m, °C
		килобары			килобары			килобары		
0	0	1,5	0±2,0	600±40	2,0	0±2,7	1000±27	2,0	0±2,7	1890±13
5	200	5,95	1,3±7,9	626±150	8,0	1,3±10,7	1013±107	8,0	1,3±10,7	1896±54
10	350	7,05	2,7±9,4	654±190	9,15	2,7±122	1027±122	9,15	2,7±12,2	1903±61
20	550	7,35	5,5±9,8	710±200	10,15	5,5±13,5	1055±135	10,15	5,5±13,5	1917±67
30	700	6,6	8,4±8,8	768±180	10,6	8,4±14,1	1084±141	10,6	8,4±14,1	1932±70
40	850	4,8	11,5±6,4	830±130	10,15	11,5±13,5	1115±135	10,15	11,5±13,5	1947±67
50	980	2,6	15,6±3,5	900±70	9,9	15,0±13,2	1150±132	9,9	15,0±13,2	1965±66
60	1100	0	18,0±0	960±0	9,55	18,0±12,75	1180±128	9,55	18,0±12,7	1980±64
80	1300	—	25,0±0	1100±0	8,2	25,0±10,9	1250±109	8,2	25,0±10,9	2015±54
100	1500	—	31,0±0	1220±0	6,3	31,0±8,4	1310±84	6,3	31,0±8,4	2045±42
200	1950	—	65,0±0	1900±0	0	65,0±0	1650±0	0	65,0±0	2215±0
400	2400	—	141,0±0	3420±0	0	141,0±0	2410±0	0	141,0±0	2595±0

Во-первых, в таблице использованы так называемые условно-мгновенные прочности. При длительном воздействии прочность пород должна значительно снижаться (в несколько раз). Это означает, что для геологической обстановки в большинстве случаев (за исключением чрезвычайно быстрого накопления напряжений) указанные прочности сильно преувеличены.

Во-вторых, величины, указанные в таблице для гранита, не отвечают новейшим экспериментальным данным. Плавление гранита в поверхностных условиях, в соответствии с опытами О. Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), происходит при температуре не 600°, а 960°. Если плавление происходит в сухой обстановке, то на глубине 20 *км* температура плавления повысится до 1070°. Однако если гранит плавится под давлением воды (что, как мы увидим, наиболее вероятно), то температура плавления с глубиной должна понижаться и на глубине 20 *км* может спуститься до 700° и даже до 650°. Но в этом случае растяжение и появление трещин приведут не к снижению температуры плавления, а к ее повышению, поскольку вызовут потерю воды.

Следовательно, возможное местное максимальное снижение всестороннего давления в недрах не может само по себе вызвать плавление материала. В некоторых случаях оно может лишь способствовать магмообразованию, если одновременно происходит повышение температуры, которое играет основную роль.

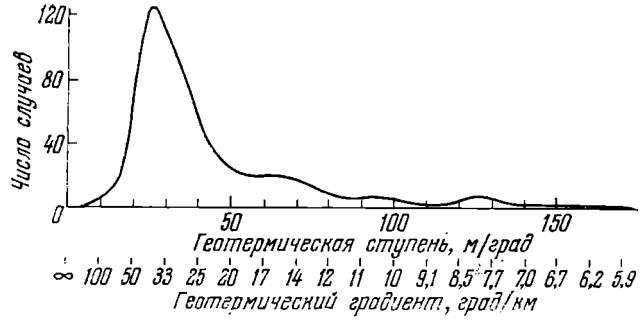
Этот вывод, однако, справедлив лишь для случая полного плавления материала коры или мантии и при этом при условии, что мантия состоит из ультраосновного материала. Если же говорить о возможности частичного плавления ультраосновной верхней мантии с выделением из нее базальта или же предполагать эклогитовый состав верхней мантии, то положение изменится. Сопоставление получаемого наиболее вероятными расчетами «нормального» распределения температур с температурой выплавления базальта из перидотита показывает, что в интервале глубин приблизительно между 100 и 400 *км* может происходить постоянное выплавление базальтовой магмы без какого-либо дополнительного подъема температуры. В этом случае максимальное снижение давления при условии сухой среды приведет к повышению верхней границы зоны выплавления на 20—30 *км*. Последнее указывает на то, что в зонах наиболее контрастных тектонических движений слой выплавления базальта в верхней мантии должен быть заметно приближен к поверхности.

Поскольку снижение всестороннего давления в одном месте может сопровождаться таким же повышением давления в других местах, появляется возможность объяснить те избыточные по отношению к гидростатическому давлению 5—10 *килобар*, которые, по мнению ряда исследователей (Соболев, 1961; Добрецов, 1964), необходимы, чтобы понять возможность образования в глубоких слоях коры таких пород, как эклогиты.

Здесь уместно затронуть проблему природы глубинных разломов, которые, как предполагается, проникают глубоко в верхнюю мантию и длительно существуют. Самый замечательный пример глубинного разлома представляет собой поверхность очагов глубоких землетрясений, окружающая Тихий океан. Эта поверхность (или система близко расположенных поверхностей) уходит на глубину многих сотен километров.

Тектоносфера обладает пластическими свойствами. Хотя необходимые для расчета ее периода релаксации размер модуля упругости и величина вязкости известны крайне неточно, все же можно прийти к заключению, что период релаксации в тектоносфере измеряется всего десятками тысяч лет. Это означает, что для накопления и сохранения напряжений в

Изучение метаморфических толщ весьма согласно приводит к выводу, что в эпоху регионального метаморфизма в геосинклиналях устанавливались повышенные по сравнению с тем, который мы сейчас считаем нормальным, градиенты. Для различных метаморфических районов (Центральное Плато Франции, Чехословакии, кристаллические массивы Центральной Европы, Шотландии, Северных Аппалачей, Пиреней) получены значения от 60 до 140 *град/км* (Elles, Tilley, 1930—1931; Barth, 1936; Billings, 1937; Bederke, 1947; Jung, Roques, 1952; Zwart, 1962). Таким образом, региональный метаморфизм и гранитизация происходили всегда при



Фиг. 1. Вариационная кривая геотермических градиентов (составлена по данным Ван-Орстранда)

градиентах, повышенных в 3—5 раз по сравнению с нормальным геотермическим. Это несомненно свидетельствует о том, что и тепловые потоки в геосинклиналях в эпохи развития регионального метаморфизма были повышены, тем более что метаморфические реакции — эндотермические и это требует дополнительного притока тепла.

Поскольку процессы регионального метаморфизма в геосинклиналях не постоянны, а развиваются лишь в некоторые эпохи, отвечающие стадиям частной инверсии, следует полагать, что повышенный вынос глубинного тепла не только локализован пространственно — сосредоточен в пределах геосинклиналей, но и носит пульсирующий характер, приурочиваясь лишь к некоторым эпохам.

В строении земной коры, как известно, выделяют осадочный, гранитный и базальтовый слои. Гранитный слой коры обычно обнажается на поверхности на кристаллических щитах и, судя по Балтийскому щиту, состоит близ поверхности на 50% из гранитов, на 40% — из различных метаморфических пород (преимущественно гнейсов) и на 10% — из основных магматических пород (Соловьев, 1952).

Относительно базальтового или габбрового состава «базальтового» слоя, который с поверхности пока не был достигнут, неоднократно высказывались сомнения. Мишо предположил, что этот слой состоит из анортозитов (Michot, 1956). И. А. Резанов (1960, 1962а, 1962б), исходя из историко-геологических соображений, утверждал, что тот же слой должен состоять из метаморфических пород архея. Ю. В. Резниченко и И. П. Косминская (1963) высказали в самой общей форме предположение, что сейсмические слои отвечают разным степеням метаморфизма пород.

Вся совокупность геологических данных действительно убеждает в том, что метаморфические процессы должны играть исключительно важную роль в определении состава и структуры коры. Поэтому необходимо на них специально остановиться.

Последние успехи в понимании природы и направленности метаморфических процессов связаны главным образом с экспериментальными исследованиями, выявившими, в частности, исключительно большую роль в их развитии воды. Для характеристики значения последней достаточно привести пример влияния воды на температуру плавления гранитов (Tuttle, Bowen, 1958): если сухие граниты при нормальном давлении плавятся при температуре 960°, а при давлении 7000 *бар* — при температуре 1070°, то под давлением воды 500 *бар* (что соответствует глубине 2 *км*) они плавятся уже при температуре 760°, под давлением воды 2000 *бар* (7,5 *км* глубины) их плавление наблюдается при 690°, а под давлением 4000 *бар* (15 *км* глубины) они плавятся при 650°.

Опыты с плавлением природных осадочных пород, главным образом глин, под давлением воды 2000 *бар* позволили получить породы, отвечающие всем стадиям метаморфизма от зеленосланцевой фации до гранулитовой: начало метаморфизма наблюдалось при 400°, породы амфиболитовой фации получались в интервале 550—620°, а породы гранулитовой фации — от 620° и выше. При температуре 700—720° исходные породы подвергались плавлению и расплав имел состав от аплитового вначале до гранитного, а в некоторых случаях — до гранодиоритового и тоналитового (Winkler, 1957, 1961; Winkler, Platen, 1960, 1961a, b).

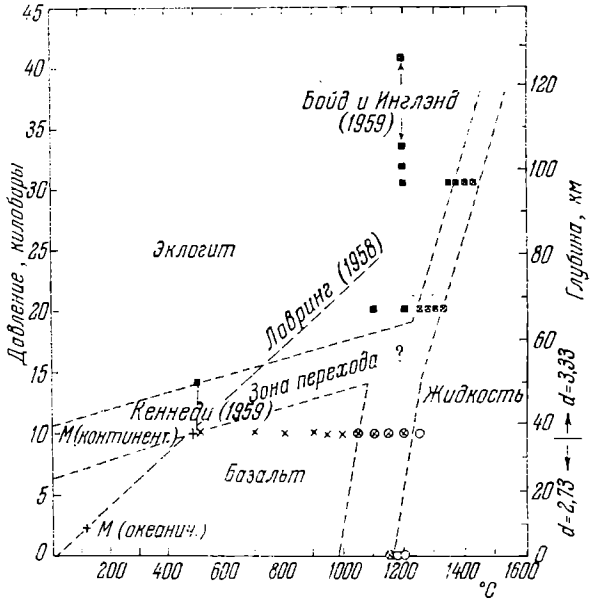
Другая серия экспериментов с искусственными силикатными системами показала, что граниты имеют эвтектический состав (Tuttle, Bowen, 1958).

В целом эксперименты показали, что граниты вполне могут образоваться путем плавления осадочных метаморфических пород, а также древних гранитов при температурах 650—740° и давлении воды 2—4 *килобара*. Давления отвечают глубинам от 7,5 до 15 *км*, а для достижения указанных температур необходимы геотермические градиенты от 45 до 110 *град/км*. Если считать, что в некоторых случаях граниты образуются на глубине около 5 *км*, то градиент должен достигать 150 *град/км*. Мы видим, что эти градиенты лежат в пределах тех, которые устанавливаются для эпох метаморфизации в древних геосинклиналях. Можно считать, что в геосинклиналях в эпохи усиления теплового потока на глубинах от 5 *км* и больше могут образовываться все фации регионального метаморфизма, включая и анатектическую гранитизацию. При этом с глубиной условия для образования гранитов должны улучшаться до тех пор, пока имеется достаточно воды. С уменьшением количества последней условия для гранитизации должны ухудшаться, так как температура выплавления гранитов повышается. То, что с глубиной количество доступной для минералообразования воды действительно уменьшается, следует из развития на относительно больших глубинах метаморфических пород гранулитовой и эклогитовой фаций, т. е. практически безводных.

Известно, что с переходом от низких к более высоким степеням метаморфизма всегда освобождается вода. Вместе с ней освобождается и кремнезем. Ряд минералов, представительных для последовательности метаморфических фаций (от хлорита через мусковит и биотит до роговой обманки и пироксена), свидетельствуют о наличии этой закономерности. Следует также отметить обогащение плагиоклазов анортитовой частицей при переходе к более высоким степеням метаморфизма.

Если считать, что осадочные породы непосредственно перед метаморфизмом содержат 2—3% воды, то метаморфические фации могут быть разделены на две группы: в первой группе воды больше, чем в исходных породах или столько же, во второй — существенно меньше. К первой группе относятся зеленосланцевая и амфиболитовая фации, ко второй — гранулитовая и эклогитовая.

Таким образом, можно считать, что в процессе регионального метаморфизма происходит дифференциация материала земной коры: последняя там, где она охватывается метаморфизмом, делится на зону гидратации и обогащения кремнеземом (а также щелочами) вверху и на зону дегидратации и уменьшения содержания кремнезема и щелочей внизу. Первая зона состоит из метаморфических сланцев зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и гнейсов также амфиболитовой фации; в ней происходит и явление гранитизации путем анатексиса. В нижней зоне накапливаются

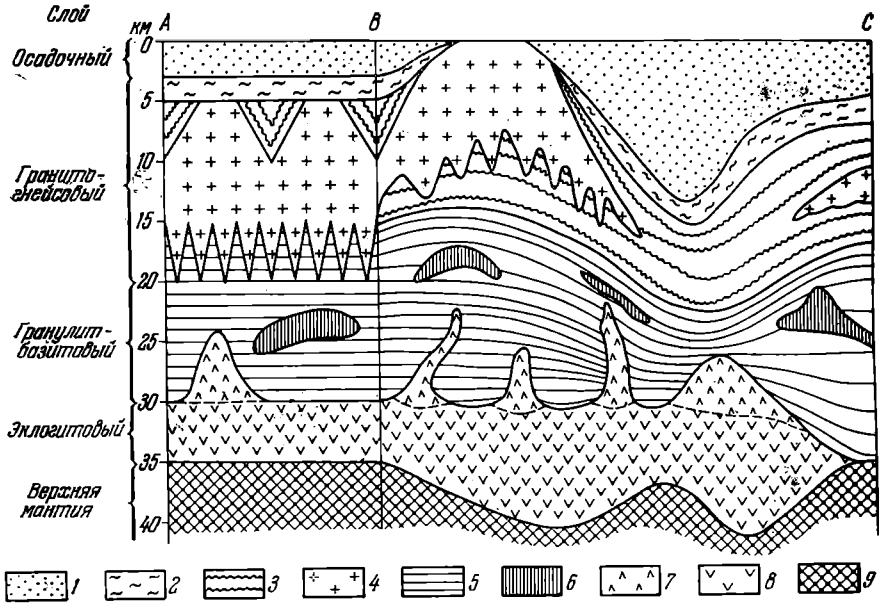


Фиг. 2. Диаграмма перехода базальт — эклогит (Yoder, Tilley, 1962)
Данные Йодера и Тилли — значки без имен. *M* — точки, отвечающие разделу Мохо под континентами и океанами; гипотетическая кривая перехода базальт — эклогит составлена Ловрингом

породы, остаточные от дегидратации и дегранитизации, так называемые кинцигиты, к числу которых должны быть причислены породы гранулитовой и эклогитовой фаций. В частности, кордиеритовые плагиоклазовые гнейсы с пироксенами, принадлежащие к гранулитовой фации метаморфизма,— типичные кинцигиты (Schüller, 1949; Quensel, 1950; Ramberg, 1951; Subramaniam, 1956; Менерт, 1963).

Следует сказать несколько слов специально об эклогитах. Экспериментальная диаграмма перехода базальт — эклогит (фиг. 2), полученная Йодером и Тилли (Yoder, Tilley, 1962), показывает, что как будто нет условий для образования эклогитов в пределах материковой коры: только ниже подошвы последней условия для этого процесса оказываются благоприятными. В. С. Соболев (1961) и Н. Л. Добрецов (1964), как мы уже говорили, также указывают, что для образования эклогитов в коре «не хватает» 5—10 *килобар* давления. Поскольку эклогиты все же в земной коре присутствуют, мы должны, по-видимому, вспомнить о том, что говорилось выше о возможном местном повышении давления в коре в связи с вертикальными движениями ее блоков. Кроме того, возникает вопрос об исходных породах для эклогитов. Обычно считается, что, если все осталь-

ные фации метаморфических пород могут образовываться почти из любых осадочных и магматических пород самого различного состава, то эклогиты образуются только из магматических пород основного состава. Геологические условия и сравнение химического состава показывают, что эклогиты могут образовываться из амфиболитов, что отметил Баклунд (Backlund, 1936). Амфиболиты, как известно, образуются не только из основных магматических пород, но и из некоторых осадочных (например, из мергелей).



Фиг. 3. Схема строения материковой земной коры

A — B— усредненное строение, *B —C* — наблюдаемые пределы колебаний мощностей отдельных слоев коры; *1* — осадочные породы, *2* — метаморфические породы зеленосланцевой фации, *3* — метаморфические породы амфиболитовой фации, *4* — граниты, *5* — метаморфические породы гранулитовой фации, *6* — анортозиты и чарнокиты, *7* — габброидные интрузии, *8* — эклогит, *9* — верхняя мантия

Таким образом, происхождение части эклогитов путем метаморфизма некоторых осадочных пород становится вероятным. Такое происхождение части эклогитов обосновывается и некоторыми анализами, обнаружившими, что содержание радиоактивных элементов в эклогитах может быть на порядок меньше, чем среднее содержание тех же элементов в базальтах (Tilton, Reed, 1963). В этих случаях следует предполагать не прямой фазовый переход базальта в эклогит, а более сложную и необратимую метаморфическую реакцию, связанную с миграцией некоторых элементов.

По-видимому, эклогиты могут иметь разное происхождение, и ввиду особого геологического и геофизического значения их этот вопрос необходимо специально изучить.

То, что сказано выше об образовании в земной коре в процессе метаморфизма слоя гранитизации и дегранитизации, может быть прямо использовано для геологического истолкования геофизических данных о строении коры. Дело в том, что скорости сейсмических волн, как показывают экспериментальные данные, в дегранитизированных породах гранулитовой фации должны быть как раз такими, которые характеризуют «ба-

зальтовый» слой сейсмологов: от 6,6 до 7,4 *км/сек* для продольных волн [1]. Поэтому в геофизических данных нет ничего противоречащего предположению, что «базальтовый» слой — слой дегранитизированных пород. Среди последних могут присутствовать и массивы основных магматических пород, которые, имея те же сейсмические скорости, не смогут быть отделены сейсмическими методами от вмещающих метаморфических пород гранулитовой фации.

В некоторых областях в основании коры был обнаружен слой с «промежуточными» сейсмическими скоростями (7,4—7,8 *км/сек*). Этот слой специально описан Куком (Cook, 1962). Весьма вероятно, что данный слой образован смесью эклогита с породами гранулитовой фации или с основными породами.

Таблица 2

Обобщенная модель континентальной земной коры

Глубина, км	Состав	Плотность, г/см	Скорость продольных сейсмических волн, км/сек	Названия слоев	
				существующие	предлагаемые
	Осадочные породы	2,5	2,5—5,0	Осадочные	Осадочные
3					
	Породы фации зеленых сланцев	2,8			
5					
	Гнейсы амфиболитовой фации (50%) и граниты (50%)	2,7			
10			5,5—6,5	Гранитный	Гранито-гнейсовый
	Граниты	2,6			
15					
	Гранпты (50%) и породы гранулитовой фации (50%)	2,8			
20					
	Породы гранулитовой фации и интрузии габбро	2,9	6,4—7,3		Гранулито-базитовый
30				Базальтовый	
	Эклогиты	3,3	7,4—8,0		Эклогитовый
35					
	Перидотит	3,3	7,9—8,4	Верхняя мантия	

Мы приходим к той модели земной коры, которую иллюстрируют фиг. 3 и табл. 2. На фиг. 3 слева представлена средняя схема, справа показаны возможные местные колебания мощностей отдельных слоев. Для среднего случая предполагается, что в пределах зоны амфиболитовых фаций сплошной слой гранита залегает на глубине 10—15 *км*. Вверх к 5 *км* глубины и вниз к 20 *км* глубины граниты выклиниваются. Вниз породы амфиболитовой фации сменяются дегранитизированными породами

[1] Это следует из экспериментальных данных, полученных для анортозитов (Birch, 1960, 1961a). Последние могут считаться представительными, поскольку в кинцигитах большую роль играют основные плагиоклазы.

гранулитовой фации. Среди них выделяются массивы анортозитов и чарнокитов, которые можно считать продуктами местного плавления дегранитизированных пород. Бывший «гранитный» слой нами назван гранито-гнейсовым, бывший «базальтовый» — гранулито-базитовым. Кроме того, в основании коры выделяется эклогитовый слой, который, по-видимому, развит не повсеместно.

Обратимся теперь к процессам в верхней мантии.

Важнейшим процессом в ней является образование базальтовой магмы. Последняя выделяется несомненно из верхней мантии с глубины от 60 до 200 *км* и более.

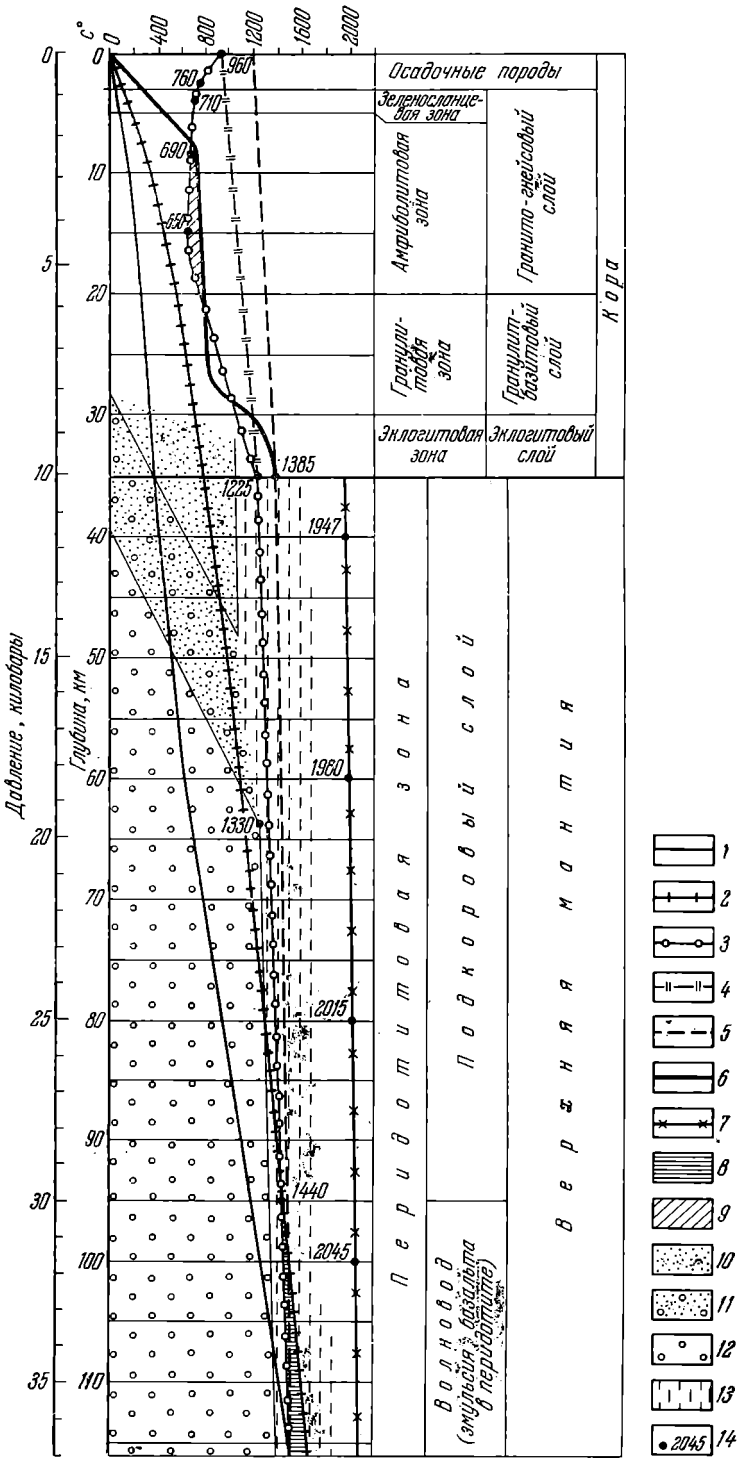
Для того чтобы понять, как выделяются базальты и что с этим выделением связано, нужно было бы решить прежде всего вопрос о вещественном составе верхней мантии. К сожалению, прямые данные на этот счет отсутствуют. Косвенные же данные получаются из изучения продуктов вулканической деятельности, состава каменных метеоритов, распределения плотности по глубине распределения упругих свойств, теплового режима, состояния минерального вещества по теоретическим и экспериментальным данным при соответствующей температуре и давлении.

В первую очередь нас интересует слой В модели Буллена, в пределах которого находится волновод и где, по-видимому, развиваются наиболее важные для земной коры события. Этот слой простирается от подошвы земной коры до глубины 400 *км* и ему приписывается либо ультраосновной (перидотитовый), либо эклогитовый состав. Хотя ранее автор придерживался второй точки зрения, все же, вероятно, правильнее считать, что исходный материал верхней мантии перидотитовый. К такому выводу приводят, например, перидотитовые включения в базальтовых излияниях и ряд иных данных (Kushiro, Kuno, 1963). Однако эклогитам, как будет видно, следует все же отвести важную роль в жизни подкоровой зоны верхней мантии.

В отличие от первоначальных взглядов Н. Л. Боуэна (1934), предполагавшего, что мантия состоит из полевошпатовых перидотитов, и взглядов Рингвуда (Ringwood, 1962a, b), который приписывает основное значение пироксеновым перидотитам, в свете новейших экспериментальных данных всего вероятнее, что исходным материалом верхней мантии являются гранатовые перидотиты, из которых и выплавляется базальт (O'Hara, 1963a, b). При этом, следуя соображениям Куширо и Куно (Kushiro, Kuno, 1963), можно думать, что состав выплавляемого базальта зависит от глубины: пересыщенные и насыщенные базальты выплавляются с меньших глубин, чем базальты недосыщенные, т. е. щелочные. Куно указывает для последних базальтов глубину выплавления свыше 200 *км*. Механизм выплавления в какой-то мере сходен с той зонной плавкой силикатного материала хондритовых метеоритов, при которой А. П. Виноградов (1962) получил материал, близкий по составу к базальту.

Важно также то, что, согласно экспериментальным данным Йодера и Тилли (Yoder, Tilley, 1962), выплавление базальта происходило в сухих условиях или во всяком случае при малом количестве воды. Таким образом, явление уменьшения количества воды, наблюдающееся с углублением в коре, распространяется и на верхнюю мантию.

Имеются разные точки зрения на природу волновода и причины пониженных скоростей сейсмических волн в нем. Как мы полагаем, наиболее простое объяснение волновода дает фиг. 4. На ней нанесены (среди других) две кривые «нормального» распределения температур по глубине, отвечающие двум расчетам Е. А. Любимовой (1958, 1959), и кривая температур «выплавления», соответствующая в коре температуре выплавления гранитов, а в верхней мантии — температуре выплавления базальтов



Фиг. 4. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков

1 — минимальная «нормальная» (платформенная) температура, *2* — максимальная «нормальная» (платформенная) температура, *3* — температуры гранитизации (в коре) и выплавления базальта (в верхней мантии), *4* — температуры «сухого» плавления в коре, *5* — температура поднимающихся астенолитов (адиабатическая), *6* — температура в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура), *7* — температура полного плавления ультраосновных пород верхней мантии, *8* — область выплавления базальта из перидотитов (волновод), *9* — область гранитизации, *10* — область кристаллизации габбро, *11* — область кристаллизации смеси габбро и эклогита, *12* — область кристаллизации эклогита, *13* — область жидкого базальта, *14* — температура, в °С (*1* и *2* — по Е. А. Любимовой, *3* и *4* — по Таттлу и Боуэну, и Йодеру и Тилли; *7*, *10*—*12* — по Йодеру и Тилли)

из перидотитов. Из диаграммы видно, что обе кривые «нормальных» температур пересекают кривую температур выплавления: одна на глубине 95 *км*, другая на глубине 115 *км*. Полагая, что эти две кривые отвечают вероятным максимуму и минимуму средних «нормальных» температур, а также учитывая малую точность подобных расчетов, мы можем считать, что на глубинах от 100 *км* и больше в «нормальных» условиях, т. е. без какого-либо дополнительного повышения температуры, происходит постоянное выплавление жидкой базальтовой магмы. Из табл. 1 следует, что эта зона постоянного выплавления базальта распространяется до глубины приблизительно 400 *км*.

Известно, что на материках волновод обычно располагается на глубинах 100—250 *км*, а под океанами — на глубинах 50—400 *км*. Мы получаем, таким образом, основание считать, что особые свойства волновода связаны именно с тем, что в его пределах происходит процесс выплавления жидкой базальтовой магмы. В зависимости от исходного состава верхней мантии количество выплавляемого материала может колебаться от 5 до 25%. Мы примем среднюю величину в 15%. Следовательно, волновод является эмульсией мелких капель базальта в твердом перидотите. При этом плотность волновода должна быть на 0,1 *г/см*^{3} меньше плотности исходного материала, что, по расчету, должно дать уменьшение скорости продольных волн на 0,4 *км/сек*.

Понижение плотности в связи с выплавлением базальта должно вести к возникновению в верхней мантии на верхней границе волновода так называемой инверсии плотностей и, следовательно, механической неустойчивости, известной в механике под названием неустойчивости Рэлея — Тейлора. В этих условиях возникает движение типа конвекции с образованием ячей, диаметр которых обычно в 3—4 раза больше толщины слоя, участвующего в движении (Bénard, 1901; Low, 1925). В геологической обстановке подобная неустойчивость, связанная с инверсией плотностей, ведет к образованию диапировых куполов и других складок нагнетания, а также глубинных гранитных, мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Следует ожидать, что аналогичные возмущения, имеющие форму куполов или валов, разделенных прогибами, должны возникать и в кровле волновода. Простейшие расчеты показывают, что скорость развития волн на поверхности волновода должна измеряться сантиметрами в год. При этом большие возмущения будут поглощать мелкие, и наиболее живучими окажутся те, поперечник которых соизмерим с мощностью движущегося слоя. Движение должно захватывать сильнее поверхностные слои волновода и затухать с глубиной, как это следует из расчетов Б. Л. Шнеерсона (1953).

Мы полагаем, что именно в процессе этих течений в кровле волновода происходит постепенное объединение отдельных капель базальта в более крупные тела. Такая концентрация базальта должна развиваться главным образом в гребнях восходящих волн на поверхности волновода. Здесь происходит деэмульгирование в процессе относительных перемещений в материале волновода и сопровождающих эти перемещения толчков. Постепенно возникают крупные тела жидких базальтов — астенолиты, достаточные по размерам, чтобы подниматься под влиянием архимедовых сил с заметной скоростью. На месте выделения базальтовых астенолитов должны остаться крупные массивы остаточных пород — «антиастенолиты». Они тяжелее материала волновода и должны тонуть. В результате создается обстановка, когда под всплывающими астенолитами в мантии возникает нисходящий поток астенолитов, что, как мы увидим, имеет важное значение для развития глубинных процессов.

Антиастенолиты, погружаясь в волноводе, проникают во все более вязкие слои последнего и замедляют свое движение. Возрастание вязкости на два порядка, которое вполне может осуществиться на расстоянии от кровли до подошвы волновода, приведет к замедлению погружения антиастенолитов в 100 раз. Следовательно, можно допустить, что, скапливаясь в нижней части волновода, антиастенолиты образуют тяжелый слой, лежащий хотя и на вязком, но менее плотном слое материала, образующего нижнюю часть волновода. Таким образом, возникнет еще одна поверхность механической неустойчивости, которую мы можем называть нижней в отличие от верхней, находящейся в кровле волновода. Если этот процесс осуществляется, должно происходить «раздвоение» волновода на верхний и нижний слои пониженных сейсмических скоростей, разделенные слоем с более высокими скоростями. Такую структуру волновода наблюдали С. А. Федотов с соавторами (1963) на Курильских островах.

Подъем астенолитов с кровли волновода может осуществляться различными способами: путем проплавления вмещающих пород, как это предположил В. А. Магницкий (1964), путем гравитационного всплывания в цельной среде и путем гравитационного всплывания по глубинным разломам. Механизм Магницкого оказывается чрезвычайно неэкономичным: чтобы расплав достиг подошвы коры, его начальный объем должен быть слишком большим. Второй механизм требует также значительных, хотя и меньших, чем в предыдущем случае, начальных размеров астенолитов, так как иначе подъем будет совершаться слишком медленно и расплав успеет остыть. Поскольку объемы отдельных вулканических излияний невелики и, судя по сейсмическим данным, подъем расплавленной магмы происходит быстро, наиболее вероятно, что в природе чаще всего используется третий механизм, и базальтовые астенолиты всплывают, гонимые архимедовой силой, по глубинным разломам, которые, как мы видели, могут рассматриваться как каналы с пониженной вязкостью.

Исключительный интерес представляют процессы, происходящие в более глубоком слое верхней мантии — в слое С модели Буллена, именуемом также слоем Голицына.

Впервые Бернал (Bernal, 1936) высказал предположение, что в этом слое происходит переход оливина к более плотной (шпинелевой) упаковке. Эту идею развил Берч (Birch, 1952, 1961a). Рингвуд показал (Ringwood, 1958a, b, 1962b), что оливин действительно может приобретать под давлением шпинелевую структуру с увеличением плотности приблизительно на 10%. Под давлением, соответствующем глубине 300 *км* (но при слишком низких температурах), фаялитовая шпинель была получена экспериментально. В. А. Магницкий и В. А. Калинин (1959) предположили, что изменение свойств вещества в слое Голицына может быть вызвано изменением характера связи в оливине между кислородом и магнием от почти чисто ионной до почти чисто валентной. Такой переход может осуществиться под давлением 175 *килобар* (500 *км* глубины), причем плотность должна увеличиться на 18%.

Если принять последнее толкование свойств слоя Голицына, то крайне интересно отметить, что энергия указанного В. А. Магницким и В. А. Калининым превращения должна быть близка к 150 000 *джоулей/моль*. Принимая во внимание механизм превращения, следует заключить, что меньшее, точно не устанавливаемое, но вполне соизмеримое с указанной величиной количество гравитационной энергии должно выделяться при этих превращениях в форме тепла.

Отсюда следует вывод, что в слое Голицына оказываются сосредоточенными огромные энергетические ресурсы. Если во всем слое С произойдет указанное изменение характера химических связей, то может выде-

литься энергия порядка 10^{36}—10^{37} *эргов*. Учитывая, что годовая потеря тепла Землей измеряется в 10^{27} *эргов*, мы увидим, что энергии, заключенной в слое Голицына, могло хватить на поддержание теплового потока Земли в течение всей ее жизни. Достаточно, чтобы ежегодно переход охватывал сотые доли сантиметра мощности в слое Голицына, чтобы его термический эффект оказывал заметное влияние на размер теплового потока.

Представим теперь, что процесс перехода к иному типу связи происходит неравномерно во времени, ступенчато. В этом случае из слоя Голицына к поверхности будут подниматься температурные волны. Не скрывается ли здесь ключ к объяснению замечательного явления периодичности геотектогенеза? При повышении температуры должна уменьшаться вязкость материала мантии и все перемещения, вызванные гравитационной неустойчивостью, должны убыстряться. Напротив, при понижении температуры вязкость должна возрастать, а перемещения замедляться. Немного дальше мы увидим, что периодичность тектонического процесса в основном как раз и состоит в смене периодов обострения контрастов движений периодами замедления и сглаживания контрастов тех же движений, и обратно. Но вероятна ли предположенная неравномерность процессов в слое Голицына? Если допустить, что фазовый переход происходит значительно быстрее, чем удаление выделившегося тепла, то нельзя ли предположить, что выделение тепла при начавшемся переходе в конце концов тормозит последний и переход сможет возобновиться только после того, как «излишнее» тепло будет вынесено в более высокие слои мантии?

Высказанные соображения пока могут считаться лишь самой начальной рабочей гипотезой. Нам хотелось бы только привлечь внимание к исключительной важности теоретического изучения состояния слоя Голицына, в котором, возможно, скрыты причины важных сторон глубинных геологических процессов.

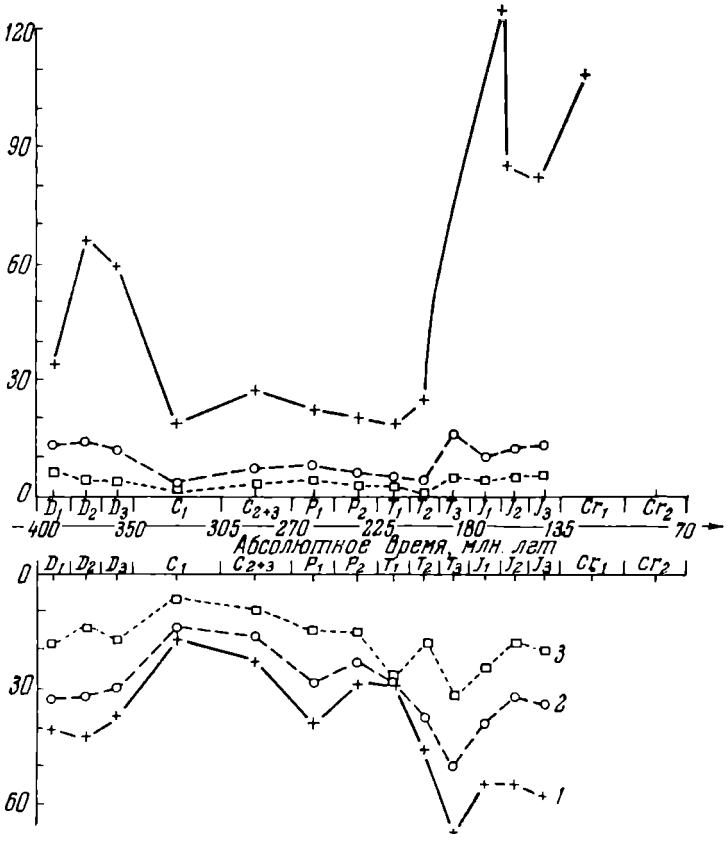
Прежде чем перейти к заключительной части нашей статьи и говорить о формах взаимодействия между верхней мантией и корой материков, сформулируем основные закономерности развития геологических эндогенных процессов — тектонических магматических и метаморфических. Это необходимо для того, чтобы показать, какие именно особенности эндогенных процессов мы считаем наиболее важными.

Это, однако, в полной форме, по-видимому, можно и не делать. Автор неоднократно излагал свои представления об основных закономерностях тектонического процесса и пытался обосновывать эти представления соответствующим фактическим материалом. Он и здесь принимает эти закономерности в том виде, в каком они изложены в последнем издании «Основных вопросов геотектоники» (Белоусов, 1962). Закономерности магматического процесса недавно весьма полно рассмотрели Тернер и Ферхуген (Файф и др., 1962) и Ю. А. Кузнецов (1964). Метаморфические процессы рассмотрены также в ряде новейших обобщающих работ (Елисеев, 1959; Семененко, 1963). Все эти сводные работы отнюдь не противоречат друг другу. Напротив, они дополняют друг друга, создавая в своей совокупности, как мне кажется, довольно стройную и цельную картину развития эндогенных геологических процессов. Наличие этих работ освобождает нас от необходимости освещать эту проблему здесь сколько-нибудь полно.

Однако некоторые дополнительные краткие замечания все же уместно сделать.

Говоря о периодичности колебательных движений, следует вспомнить некоторые результаты количественных исследований А. Б. Ронова (1961). Он установил, что как в геосинклиналях, так и на платформах скорости

и градиенты волновых колебательных движений оказываются бо́льшими в начале и конце тектонического цикла по сравнению с серединой цикла, причем разница достигает 3—6 раз (фиг. 5). Поскольку при повторении циклов конец предыдущего цикла непосредственно сливается с началом



Фиг. 5. Изменение во времени средней скорости погружения и средней скорости поднятия материков и слагающих их геосинклиналей и платформ (по А. Б. Ронову)

Верхняя шкала ординат — скорости поднятия области размыва, нижняя шкала — скорости погружения областей накопления (в *м* за 10^6 лет). Скорости поднятия и погружения: *1* — геосинклиналей, *2* — материков, *3* — платформ

последующего, можно говорить о периодическом повышении и понижении скоростей и контрастов колебательных движений, причем повышение охватывает конец цикла и начало следующего, а понижение падает на середину цикла. Хотя на древних платформах градиенты движений почти в 30 раз меньше, чем градиенты движений в наиболее активных геосинклиналях, там наблюдается такое же, как в геосинклиналях, обострение движений в конце и начале цикла.

Кроме волновых колебательных движений, происходят общие колебания, которые в сущности и определяют ритм тектогенеза. Эти общие колебания проявляются в суммарном нарастании опусканий по сравнению с поднятиями в течение первой половины тектонического цикла и в суммарном нарастании поднятий по сравнению с опусканиями в течение второй половины цикла, т. е. трансгрессиях и регрессиях большого масштаба, охватывающих обширные площади, достигающие размеров материков.

Поскольку такие общие трансгрессии и регрессии следует рассматривать как результат соответствующих изменений высоты материка (или его значительной части) относительно дна мирового океана (или относительно средней высоты дна всей совокупности существовавших в данное время морей), эти общие колебания могут быть сведены к тому же процессу периодического обострения вертикальных движений и периодического сглаживания их контрастов. Только в этом случае рассматриваются движения крупнейших блоков земной коры, соизмеримых по размеру с материками и океанами (или с совокупностью морей). Когда в конце цикла происходит обострение в этих крупных движениях, наблюдается бóльшая регрессия, поскольку материки поднимаются относительно уровня морей. Это состояние сохраняется и в начале следующего цикла. Когда же затем контрасты сглаживаются, происходит общая трансгрессия, поскольку вертикальное расстояние между поверхностью материка и дном мирового океана уменьшается.

Далее следует напомнить, что имеется принципиальное различие между молодыми и древними платформами. Первые хотя и сильно теряют в скорости и контрастности колебательных движений по сравнению с геосинклиналями, все же наследуют от последних многое в распределении зон поднятия и опускания. С переходом к древней платформе происходит качественный скачок, заключающийся не только в дальнейшем ослаблении движений, но и в кардинальном изменении конфигурации областей поднятия и прогибания, которые из линейных или хотя бы удлиненных и преимущественно параллельных друг другу становятся изометричными, округлыми или приобретают неправильные очертания. Их поперечники при этом значительно возрастают. Качественное отличие древних платформ от молодых резко подчеркнул Ю. М. Шейнманн (1959). Рассматривая внутренние зоны поднятий и опусканий в геосинклиналях, мы замечаем, что обычно внутригеосинклинальные поднятия имеют эллипсовидную (брахиантиклинальную) форму, тогда как зоны прогибаний заполняют между ними пространство и поэтому в целом имеют менее определенную форму. На древних платформах, наоборот, «оформлены» преимущественно прогибы (синеклизы), тогда как поднятия (антеклизы) заполняют площади между ними.

Закономерное развитие от геосинклинального состояния к платформенному, выраженное в последовательном разрастании платформ и сокращении геосинклиналей, началось в середине протерозоя, приблизительно 1,5 млрд. лет назад. До тех пор хотя и существовали одновременно и геосинклинали и платформы, их взаимное расположение было, по-видимому, неустойчиво.

Как общие, так и волновые колебательные движения распадаются на большое число порядков, накладывающихся друг на друга. При этом одни движения оказываются подчиненными другим. Например, волновое прогибание может быть осложнено волновым поднятием меньшего размера, и абсолютное движение на поверхности представляет собой алгебраическую сумму двух противоположных движений — большего и меньшего. Это, по-видимому, указывает на то, что причины отдельных движений могут находиться на разной глубине. Например, центральное поднятие, образующееся в интрагеосинклинали в связи с частной инверсией, всегда первоначально оказывается подчиненным интрагеосинклинальному прогибанию. Но потом оно как бы «прорастает» сквозь последнее и само становится поднятием первого порядка, соизмеримым с прогибаниями соседних межгорных прогибов.

Под «тектонической активизацией» здесь понимается довольно разнообразный комплекс явлений, выражающийся в целом в оживлении текто-

нических движений там, где они ранее уже достигли платформенной стадии или были близки к ней. В соответствии с этим выделяются три типа активизации. Тянь-Шанский тип выражен в развитии дробных и очень контрастных вертикальных движений, внешне сходных с геосинклинальными. Тибетский тип выражен в образовании обширных поднятых плато. Восточно-африканский тип проявляется в образовании больших грабенов на сводах обширных, но пологих поднятий. Этот тип активизации сопровождается излияниями базальтовой и родственной магмы преимущественно щелочного состава. Явлениями, родственными активизации, мы считаем образование плато-базальтов на платформах.

Складчатость всех типов мы связываем прямо или косвенно с вертикальными движениями в материале коры (Белоусов, 1962).

В нашей концепции не будут предусмотрены все детали магматического процесса. Мы считаем необходимым объяснить подъем в геосинклиналях преимущественно основной магмы в начале цикла и предусмотреть условия, способствующие возможности ее дальнейшей дифференциации и проявления как в эффузивной, так и интрузивной формах. С частной инверсией связано явление гранитизации, которое рассматривается как анатектическое. С частной инверсией связан также региональный метаморфизм во всех его проявлениях, а гранитизация представляет лишь его стадию.

После гранитизации происходит большое поднятие, растрескивание и наступает заключительная стадия вулканизма, которая сливается с начальной стадией вулканизма следующего цикла.

В отличие от геосинклиналей, где проявляется щелочноземельная магма, на платформах преобладает магма щелочная. В зонах активизации в некоторых случаях образуются граниты, имеющие обычно аляскитовый характер.

Мы принимаем, что земная кора, будучи развита глубинными разломами, имеет в целом глыбовое строение.

Следует кратко суммировать и наши сведения о типах земной коры, различающихся по своему строению, и об их приуроченности к различным тектоническим зонам материков. Уже давно, сначала на основании гравиметрических данных, а затем и сейсмических, было установлено, что горы имеют «корни», которые в 5—6 раз по своей глубине превосходят высоту поверхностного рельефа. Корреляция между поверхностным рельефом, аномалиями Буге и толщиной коры была использована рядом исследователей и в наиболее полной форме — Р. М. Деменицкой (1961), которая построила таким образом карты толщины земной коры для всего земного шара.

Однако корреляция между гравитационными аномалиями и толщиной коры, как выяснилось из новейших сейсмических данных, носит лишь самый общий статистический характер и во многих конкретных случаях не выдерживается. Следует отметить, что именно такие случаи отклонения земной коры и верхних слоев мантии от средних моделей представляют наибольший интерес, так как именно они дают ключ к пониманию процессов преобразования коры и ее развития. Например, в ряде случаев было установлено, что гравитационная компенсация неоднородностей происходит не в пределах коры, а уже в верхней мантии. Интересно заключение Вулларда (Woollard, 1959), что утолщениям коры отвечает разуплотнение в мантии, которое можно толковать как образование «антикорней», поднимающихся с кровли волновода.

Ряд типов коры выделила И. П. Косминская (1958, 1963). Она указала на эту закономерность, что толщина коры под складчатыми зонами уменьшается по мере возрастания возраста складчатости: она достигает

50—75 *км* под альпийскими складчатыми зонами, 38—42 *км* под герцинскими и опускается до 25—35 *км* под каледонскими зонами, а также под древними платформами. Параллельно с этим возрастает относительная роль базальтового слоя по сравнению с гранитным. На древних платформах последний наиболее тонок. Он остается тонким и в зонах тектонической активизации тянь-шанского типа, где горы имеют мощные базальтовые корни при очень малой мощности гранитного слоя и при согласном с тектонической структурой (т. е. антиклинальном на поднятиях) залегании раздела Конрада. В сущности о тех же типах коры писал и А. А. Борисов (1963).

В. Н. Крестников и И. Д. Нерсесов (1962) на примере Средней Азии установили закономерную связь толщины коры с современными движениями: участки поднимающиеся характеризуются более толстой корой, участки опускающиеся — более тонкой. Поскольку геологические данные в некоторых случаях указывают на весьма недавнее (в геологических масштабах времени) изменение знака движения, следует предположить, что и изменение толщины коры как в сторону увеличения, так и в сторону сокращения, может происходить быстро. Однако в ряде случаев можно отметить запаздывание изменения толщины коры по отношению к изменению направления движения, и это указывает на то, что сначала устанавливается движение того или иного направления, а потом уже к нему «приспосабливается» кора путем соответствующего изменения своей толщины. Аналогичное явление отмечает и А. А. Борисов (1963, 1964).

С этим интересно сопоставляется вывод, полученный М. Е. Артемьевым (1964) из сопоставления вертикальных движений земной коры с изостатическими аномалиями. Оказалось, что наиболее интенсивные вертикальные движения, наблюдаемые в геосинклиналях, имеют антиизостатический характер. Из значительных по скорости движений только всплывание Балтийского и Канадского щитов, недавно освободившихся от ледовой нагрузки, развивается в направлении изостатических сил. Платформы находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Таким образом, следует считать, что тектонические движения в геосинклиналях нарушают изостатическое равновесие, которое восстанавливается лишь после достижения платформенного состояния.

Указанные взаимоотношения некоторых геофизических явлений с геологическими должны быть приняты во внимание в обобщающей концепции.

Мантия оказывает на земную кору воздействие в разных формах — механической, тепловой, химической, и эти формы воздействия тесно переплетаются между собой.

Согласно нашей концепции важное значение в механизме воздействия мантии на кору имеют движения в зонах гравитационной неустойчивости. При этом движения на верхнем уровне неустойчивости — в кровле волновода — определяют контрастные движения коры геосинклинального типа.

Однако это воздействие не «жесткое»: кора не движется в точности так, как волны на поверхности волновода. Когда в кровле волновода возникает выступ, он не сразу приводит к соответствующему изгибанию над ним земной коры. В течение долгого времени, по мере роста выступа движение последнего гасится перетеканием материала, находящегося между волноводом и корой, поскольку этот материал в нижней, близкой к волноводу части обладает относительно небольшой вязкостью. Только по мере того, как выступ волновода проникает в более высокие слои, более холодные и поэтому более вязкие, перетекание материала начинает задерживаться, и земная кора над выступом волновода начинает изгибаться

вверх. С этого времени движению на поверхности помогают размыв на поднятии и накопление осадков в смежных прогибах. Но скорость на поверхности все же должна быть в 5—6 раз меньше скорости движений в кровле волновода. Дальнейший подъем материала с кровли волновода может привести к образованию сплошной перемычки между волноводом и корой, и тогда движение на поверхности станет особенно интенсивным.

Такой механизм воздействия движений в кровле волновода на кору может привести к опаздыванию начала движения коры определенного знака по отношению к движению в мантии: кора, например, может продолжать прогибаться (если это прогибание уже чем-то было вызвано ранее), когда в кровле волновода уже началось поднятие материала, и она может продолжать подниматься, когда в кровле волновода уже началось опускание. Такая противоречивость движений на разных уровнях может легко привести к тому, что движение на поверхности будет носить антиизостатический характер.

Внутри перемычек, образовавшихся в результате подъема материала волновода, аккумулируется базальт. Он собирается в астенолит, который отрывается от нижней части перемычки и примыкает снизу к коре, образуя «корень» поднимающихся гор. В нижней части перемычки теперь образуется тяжелый антиастенолит, который быстро тонет. При этом он увлекает с собой окружающий материал волновода. На месте бывшего выступа в кровле последнего теперь образуется впадина, а рядом между соседними бывшими выступами, где из материала еще не выделился базальт и где поэтому плотность материала ниже плотности его в антиастенолитах, теперь начнут образовываться новые выступы и формироваться новые астенолиты. Мы видим, что выступы и впадины меняются местами, в кровле волновода происходит «частная инверсия», которая при дальнейшем развитии процесса приведет к тектонической частной инверсии и в коре.

Легко видеть, что данный механизм не только объясняет частную инверсию, но и приводит к смене эпох обострения контрастов движения (когда перемычки только что образовались) и эпох сглаживания этих контрастов, когда происходит разрушение предыдущего размещения поднятий и прогибов и зарождение нового. Он же объясняет и неравномерность во времени выделения астенолитов.

Часть астенолитов, используя глубинные разломы, сразу выходит наружу в форме поверхностных излияний. Часть останавливается по пути в «отстойниках», расположенных внутри коры. Здесь происходит кристаллизационная дифференциация магмы с образованием средних и кислых магм. При этом безводная базальтовая магма поглощает воду и растворенные в ней вещества из окружающих пород. При поглощении воды дольше сохраняется текучесть магмы, и последняя сможет приобрести дополнительную инъекционную и взрывную силу. Таким образом, «отстойники» могут служить промежуточными магматическими очагами на пути движения магмы к поверхности.

Однако нетрудно видеть, что значительно бóльшая часть астенолитов останавливается в подошве коры, присоединяя к ней свой материал снизу. По А. Б. Ронову (1961), за один герцинский цикл на материках было вынесено на поверхность $4{,}7 \cdot 10^7$ *км*^{3} вулканогенных пород. Если считать (по абсолютной продолжительности существования коры), что таких циклов было 20 и что за эти 20 циклов за счет глубинных пород образовалась кора мощностью 35 *км*, то общее количество выделяемых вулканогенных пород за один цикл должно быть в шесть раз больше количества, указанного А. Б. Роновым. Следовательно, количество глубинного материала, остающегося на глубине, относится к вулканогенному материалу, выде-

ляемому на поверхность, как 5 : 1. Продукты выплавления из верхней мантии при этом за один тектонический цикл должны образовать в среднем под всей площадью материков слой приблизительно в 1,5 *км* толщиной. Вероятнее всего, эти базальты застывают на подкоровой глубине в виде эклогитов: таким образом, за 20 циклов под корой должен был накопиться слой эклогита мощностью 30 *км*. Интересно, что, исходя из других соображений, В. С. Соболев (1962) предполагает именно такую толщину подкорового слоя эклогита.

Остановка астенолитов у подошвы коры вполне понятна, если учесть, что на границе мантии и коры резко изменяется плотность пород и вместе с тем уменьшается архимедова сила, вызывающая подъем астенолитов. Базальтовые астенолиты несут с собой тепло; по нашим предположениям, это тепло и вызывает в коре метаморфические процессы и гранитизацию. Чтобы обосновать это предположение, произведем простой энергетический расчет.

Примем, что для того, чтобы произошли метаморфические реакции, включая гранитизацию, породы земной коры необходимо нагреть в среднем на 300° сверх «нормальной» температуры. Темплоемкость пород можно принять в 0,25 *кал/г* и, следовательно, для нагревания пород потребуется 75 *кал/г*. Теплота метаморфических реакций может быть принята в 125 *кал/г* (Файф и др., 1962). Таким образом, всего нам нужно иметь 200 *кал/г*. Это значит, что на 1 $см^2$ земной поверхности на каждый километр мощности метаморфизуемой толщи потребуется $5{,}6 \cdot 10^7$ *кал*. Пусть в течение одного тектонического цикла в геосинклинали метаморфизуется линза пород с максимальной толщиной в средней части 10 *км*. Это то же самое, что слой мощностью 5 *км*. Для его метаморфизации потребуется на каждый квадратный сантиметр поверхности Земли $3 \cdot 10^8$ *кал*.

Аналогичный расчет выполнили Уйеда и Хораи (Uyeda, Hôrai, 1964), исходя из более конкретных сведений о строении одной из складчатых зон Японии, и получили суммарное тепло реакций в $1 \cdot 10^8$ $кал/см^2$. Очевидно, мы вправе считать, что для обеспечения регионального метаморфизма и гранитизации в геосинклинали в течение одного тектонического цикла необходимо тепло в количестве порядка 10^8 $кал/см^2$.

Из чего состоят наши ресурсы? Средний нормальный тепловой поток измеряется в 36 $кал/см^2$ в год. Следовательно, если процесс метаморфизации продолжается 10 млн. лет, то достаточно использовать несколько десятых долей этого нормального потока. Но чтобы реакции шли, необходимо сначала поднять температуру, поэтому даже при использовании нормального теплового потока нам все же дополнительно нужны по крайней мере 75 *кал/г*.

При застывании базальта выделяется скрытая теплота плавления, равная 100 *кал/г*. Если базальт застывает в форме эклогита, то к этому следует прибавить еще 25 *кал/г*. Теплоемкость базальта при температуре 1500° можно считать равной 0,4 *кал/г*. Следовательно, охлаждение базальта на 800° вместе с кристаллизацией даст по крайней мере 420 *кал/г*. Мы видели, что за один цикл из волновода выплавляется слой базальта со средней мощностью в 1,5 *км*. Но эта величина — средняя для всей площади материков. Площадь герцинских геосинклиналей, изученных А. Б. Роновым (1961), была равна 20% суммарной площади материков. Кроме того, и внутри геосинклинали региональный метаморфизм развивается не повсеместно, а приурочивается лишь к некоторым наиболее активным зонам (к центральным поднятиям), которые занимают не более 50% площади геосинклинали. Таким образом, мощность выплавленного под метаморфической зоной слоя, образованного скоплением базальтовых астено-

литов, может быть принята в 15 *км*. Из такового слоя при его остывании и застывании выделится тепла $6 \cdot 10^8$ *кал/см*^{2}.

Мы приходим к выводу, что количества тепла, приносимого к подошве коры астенолитами, оказывается вполне достаточно для метаморфических реакций и гранитизации.

Интересно сравнить эти расчетные данные со значениями энергии тектонических деформаций. Гогель (Goguel, 1948) подсчитал, что энергия тектонических деформаций (складчатости) в Альпах измеряется 2 *кал/г*. Добавим, что на тектонические поднятия может быть затрачено энергии в 10 раз больше. Но и с этой прибавкой оказывается, что энергия тектонических деформаций по крайней мере на порядок меньше энергии метаморфических процессов там, где последние происходят. Результат подсчета будет, конечно, иным, если мы учтем распространение тектонических процессов за пределами метаморфических зон. Но поскольку наиболее интенсивные тектонические деформации сосредоточены в последних, суммарная энергия тектонических процессов будет все же значительно меньше энергии метаморфизма.

Как должна распределяться температура в земной коре во время процесса метаморфизма? Высокий градиент, наблюдаемый в метаморфических зонах у поверхности, не может распространяться глубоко, так как в этом случае в нижних слоях коры были бы неправдоподобно высокие температуры. Но в самых нижних слоях коры снова должен быть большой геотермический градиент, так как там значительное количество притекающего с астенолитами тепла должно поглощаться эндотермическими метаморфическими реакциями. Из этих двух условий вытекает третье: в промежутке между двумя участками крутых температурных градиентов — поверхностного и глубинного — должен находиться участок с очень пологим градиентом. Это указывает на высокую теплопроводность, которая может обеспечиваться только переносом тепла с материалом, а таковым, очевидно, может быть только вода, выделяемая при метаморфизме и дегранитизации из нижних слоев коры и поднимающаяся к ее верхним слоям, где она принимает важное участие в метаморфических реакциях в амфиболитовой зоне.

Исходя из этих соображений, мы и составили нашу диаграмму (см. фиг. 4).

Для астенолитов, поднимающихся в пределах мантии, показано лишь адиабатическое падение температуры. Астенолиты, выходящие сразу на поверхность, продолжают охлаждаться вплоть до поверхности Земли лишь немного сильнее, чем адиабатически, поскольку подъем их происходит быстро.

Астенолиты, остановившиеся у подошвы коры, охлаждаются и отдают свое тепло. Соответствующая температурная кривая названа нами «геосинклинальной». Крутой ее участок в нижних слоях коры соответствует зоне дегранитизации и образования пород гранулитовой фации. На следующем выше пологом участке та же кривая пересекает кривую выплавления гранитов, и это весьма важно в нашей концепции. На диаграмме фиг. 4 предусмотрено, что гранитизация возможна в интервале глубин между 20 и 7,5 *км*. Выше располагается новый крутой участок кривой, наклон которого приблизительно в 3 раза превышает «нормальный» поверхностный геотермический градиент, что, как мы видели, вполне укладывается в наблюдаемые древние геосинклинальные градиенты.

Следует отметить одно затруднение, встречающееся при данной концепции. Расчеты показывают, что в нижних слоях коры, подвергаемых дегранитизации, едва ли окажется столько воды, сколько необходимо для переноса всего количества тепла из нижних слоев коры в верхние. Воз-

можно, что в исходных породах воды окажется на два порядка меньше, чем необходимо. Поскольку большой приток ювенильной воды маловероятен, единственно возможный выход, по-видимому, может состоять в допущении многократной и быстрой (в среднем со скоростью около 10 *см* в год) конвекции воды в зоне интенсивного переноса тепла.

Распределение температур не остается одинаковым пока развиваются метаморфические процессы. Например, при образовании анатектических гранитов глубинные разломы должны быть в значительной степени перекрыты пластичным гранитным материалом, что должно вести к значительному уменьшению проницаемости земной коры. В связи с этим вынос тепла с водными растворами затрудняется, и глубокие слои коры должны нагреваться сильнее. Таким образом, можно предполагать экранирующее действие гранитов на тепловой поток.

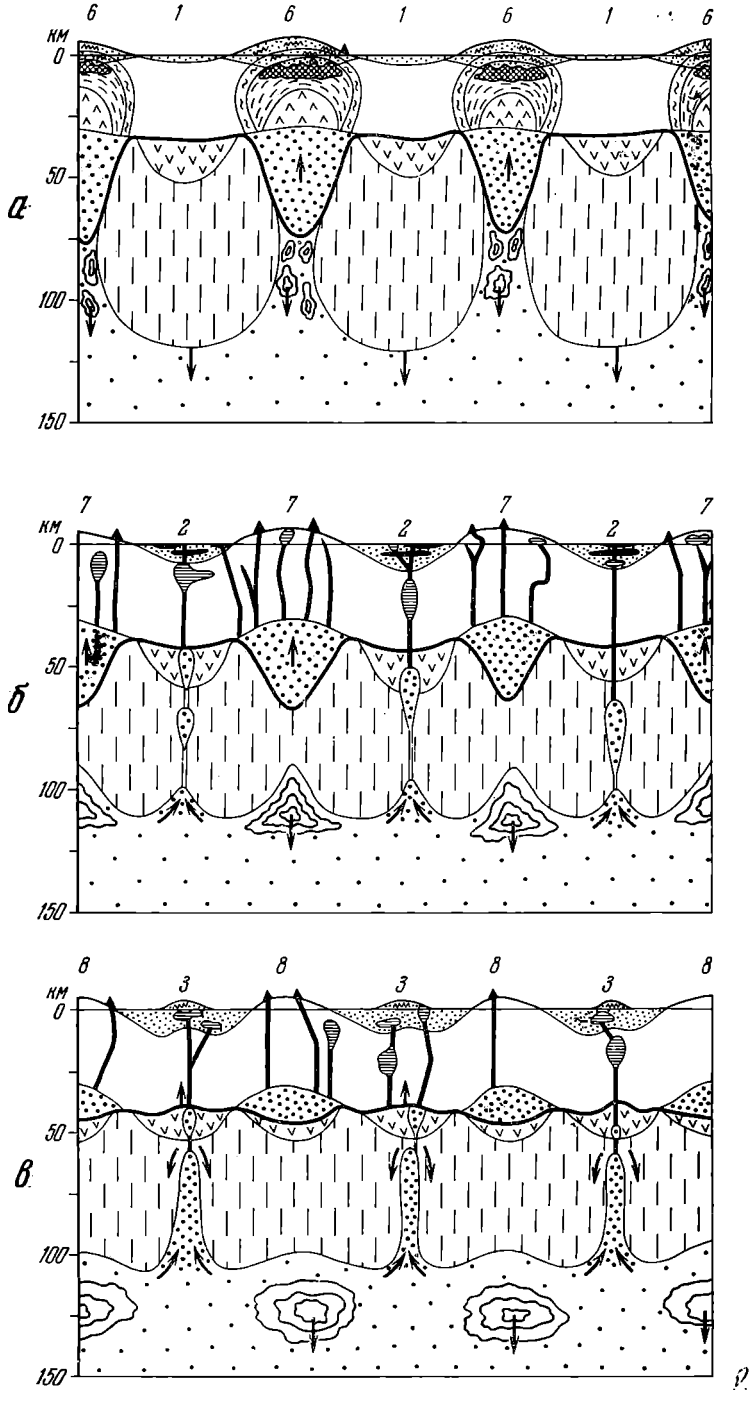
При гранитизации удельный объем пород увеличивается. С этим явлением можно связывать начало формирования центрального поднятия в интрагеосинклинали, где происходит гранитизация. Поднятию дополнительно соответствует и повышение температуры под гранитами в силу их экранирующего действия на тепловой поток.

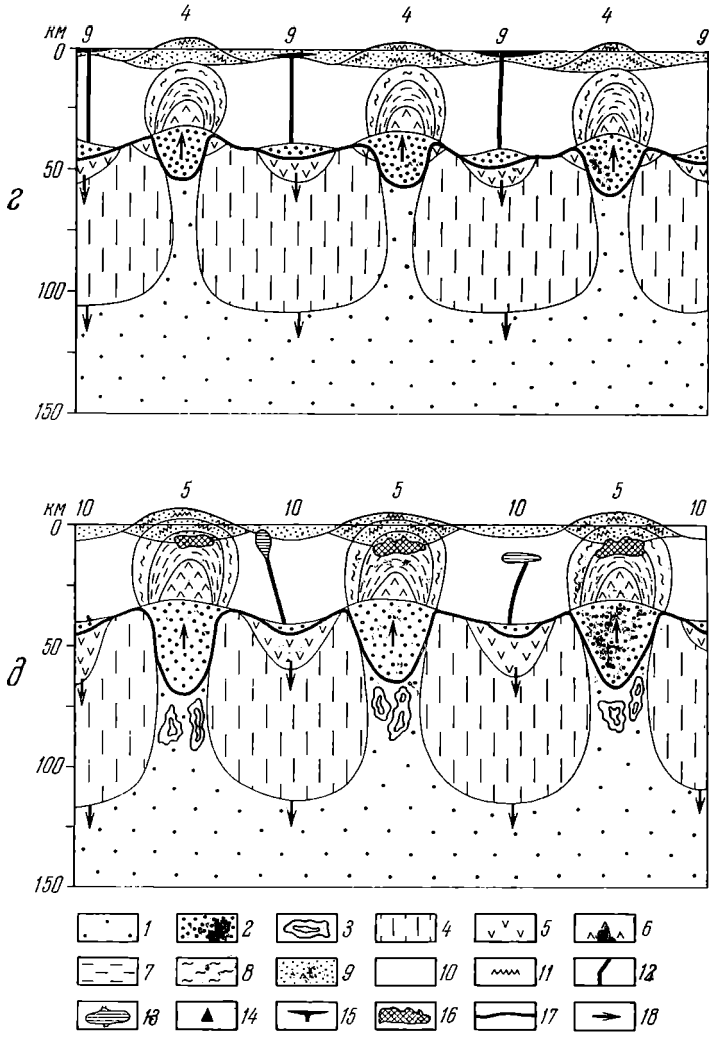
Понижение плотности при гранитизации ведет также к образованию гранитных и мигматитовых куполов. Неравномерный ход метаморфических процессов в амфиболитовой зоне должен вызывать местные изменения плотности, что в свою очередь должно вести к потере равновесия и к вертикальным перемещениям материала. В этих условиях образуется та «глубинная складчатость», которая характеризует метаморфические толщи в глубоких срезах геосинклиналей.

Наши представления о процессах в тектоносфере в геосинклинальных зонах иллюстрирует фиг. 6. На ней выделены следующие стадии развития глубинных процессов: образование выпуклой волны на поверхности волновода, рост этой волны, концентрация в ней базальта, подъем коры, отрыв астенолита, присоединение его в коре снизу, прогревание коры и метаморфические реакции в ней, образование антиастенолита, опускание его сквозь волновод, обращение волн в кровле волновода, раскалывание коры над поднятием. После этого сохраняющийся жидким материал астенолитов частично выбрасывается на поверхность, частично застывает под подошвой коры, постепенно образуя подкоровый слой эклогита и пополняя его. В дальнейшем обращение движений в кровле волновода приводит к аналогичному обращению волновых колебательных движений и в коре.

На фиг. 6 эти стадии объединены попарно. Предполагаемый механизм глубинных процессов как будто способен объяснить основные особенности глубинных процессов в геосинклиналях, включая частную инверсию в развитии колебательных движений, а также место и время проявления различных магматических и метаморфических процессов. Увеличение толщины коры мы объясняем присоединением к коре снизу базальтовых астенолитов. В это время сейсмический «базальтовый» слой состоит из двух частей: в нижней он составлен действительно настоящим базальтом, в верхней он сложен дегранитизированными метаморфическими породами.

Процесс увеличения мощности коры связан с поднятием ее, но может отстать от начала поднятия, как это предполагается в некоторых случаях для природной обстановки. Уменьшение геофизической мощности коры связывается с переходом базальта, скопившегося у подошвы коры, в эклогит, сейсмические скорости в котором, как известно, не отличаются от скоростей в ультраосновных породах. Таким образом, наша концепция ограничивает возможности уменьшения мощности коры некоторой


а
км
0
50
100
150
6
1
б
7
2
в
8
3



Фиг. 6. Геосинклинальное развитие тектоносферы

1 — волновод; *2*— скопления базальтового материала в кровле волновода, в астенолитах и «корнях гор; *3* — антиастенолиты; *4* — перидотит подкорового слоя; *5* — эклогит; *6*— метаморфизм гранулитовой фации; *7* — метаморфизм амфиболитовой фации; *8*— метаморфизм зеленосланцевой фации; *9* — осадочные породы; *10* — породы земной коры, не испытавшие изменения в данную стадию;*11*— складчатость в осадочных породах; *12* — магматические каналы и трещинные интрузии; *13* — магматические камеры (интрузии), где происходит дифференциация; *14* — наземные вулканы; *15* — излияния лав и пластовые интрузии; *16* —гранитизация; *17* — сейсмическая подошва земной коры *18* — направление движения; *а — д* и *1 — 10* (над схемами) — стадии развития геосинклинали

первичной ее мощностью, которая в дальнейшем могла увеличиваться вследствие присоединения базальтовых «корней». Тоньше этой первичной мощности кора стать не может. Для многих случаев (в частности, для тех, которые учитываются здесь) этого, по-видимому, достаточно. Но вместе с тем, в природе должны существовать и более радикальные способы уменьшения геофизической мощности коры. Например, нашего механизма недостаточно, чтобы объяснить столь тонкую кору, которая наблюдается на Венгерском срединном массиве. По данным Стегена (Stegena, 1964), толщина коры там всего 20 *км*, из которых на долю «базальтового» слоя приходится 5 *км*. Еще более настоятельно ставится вопрос о механизме весьма значительного уменьшения мощности коры, а вместе с тем и повышения плотности ее материала, когда мы обращаемся к истории коры таких морей, как Эгейское, Тирренское, Карибское, Черное и другие, и наконец океанов.

Поскольку вопрос о более радикальном способе сокращения мощности коры имеет наибольшее отношение к проблеме океанов, его целесообразнее рассмотреть отдельно.

Наша концепция в достаточной мере гибкая и допускает различные индивидуальные особенности в развитии отдельных тектонических зон. Например, если где-либо проницаемость коры была настолько велика, что очень мало астенолитов задерживалось под подошвой коры, нельзя ожидать значительного прогревания коры, гранитизации, а следовательно, и интенсивных дислокаций в ней. Если после поднятия и гранитизации не произойдет растрескивание коры, вызывающее остывание сохранившихся в глубине базальтовых астенолитов, то благодаря длительному сохранению базальтовых «корней» такое поднятие окажется весьма устойчивым и трудно будет «втягиваться» в опускание, когда произойдет обращение движений. Могут быть и другие индивидуальные особенности в развитии тектонических зон.

Трудным остается решение вопроса об ультраосновных интрузиях в геосинклиналях. Температуры в верхней мантии, как видно из фиг. 4, в геосинклинальных условиях далеко не достигают температуры полного плавления ультраосновного материала. Кроме того, указывалось, что петрографические признаки свидетельствуют о внедрении ультраосновных пород при низких температурах (около 500°), вероятнее всего, в кашеобразном состоянии (Файф и др., 1962). Можно полагать, что ультраосновные тела увлекаются к поверхности базальтовыми астенолитами, представляя собой сохранившиеся в них остатки первичного материала, из которого выплавлялся базальт.

Обратимся теперь к тем поступательным изменениям в тектоносфере, которые происходили от одного тектонического цикла к другому.

По мере выплавления базальта толщина волновода должна уменьшаться. Малая толщина или даже полное отсутствие волновода под кристаллическими щитами означает, что здесь волновод был почти или полностью исчерпан. С уменьшением мощности волновода должны уменьшаться размеры возмущений на его поверхности, и, следовательно, условия для аккумуляции базальта и образования астенолитов должны ухудшаться. Когда эти процессы ослабнут настолько, что исчезнут условия для обращения волн на поверхности волновода, тогда на поверхности произойдет смена геосинклинального режима парагеосинклинальным и далее — режимом молодой платформы. Это результат естественного успокоения глубинных процессов. Такой процесс может происходить неравномерно, так что в одних местах будет возникать режим парагеосинклинали или молодой платформы, тогда как в других еще сохранится геосинклинальная обстановка.

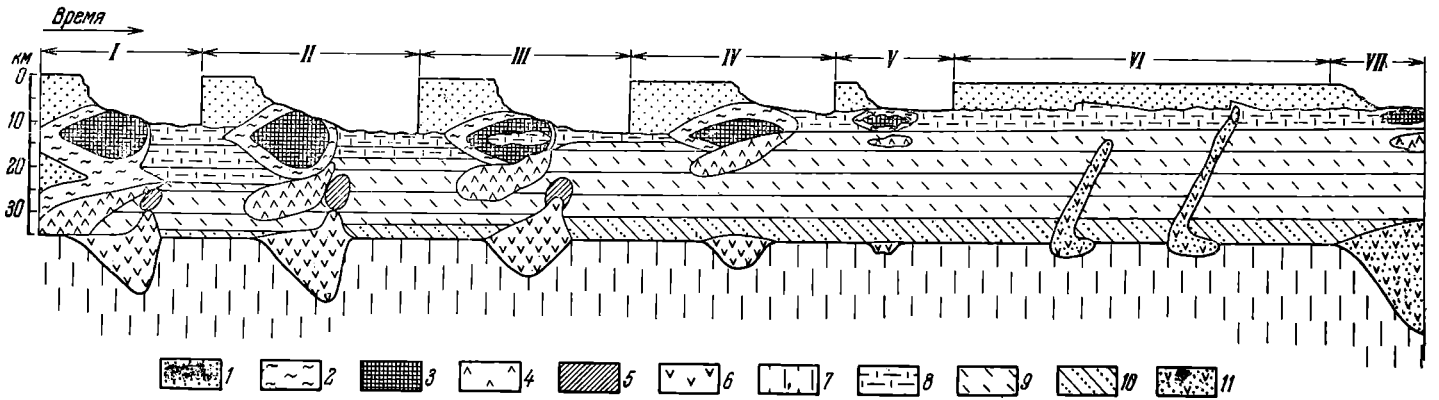
С переходом от одного тектонического цикла к другому должно изменяться и строение коры. Мы оставляем здесь без рассмотрения те стадии начального становления земной коры, которые всех очень интересуют, но о которых мы в сущности абсолютно ничего не знаем. Обычно предполагается, что первоначальная земная кора состояла из основных изверженных пород и была тонкой. Кислые магматические породы могли в то время возникать лишь в результате дифференциации основных пород и, следовательно, количество их должно было быть малым. Не было условий для образования значительных масс анатектических гранитов. Однако в результате осадочной дифференциации на поверхности коры накапливались во все большем количестве обломочные породы кислого состава. Этот процесс обогащения коры кислым материалом в обстановке осадкообразования был рассмотрен в ряде работ Н. В. Фроловой (1950, 1951). В конце концов кислого осадочного материала накопилось столько, что возникли условия для образования значительных количеств анатектических гранитов, игравших в последние геологические эры ведущую роль. Именно с этого времени мы начинаем рассмотрение эволюции коры. За исходную мы принимаем кору, полностью состоящую из материала, способного дегранитизироваться и гранитизироваться: осадочные и метаморфические породы, более ранние граниты.

Процесс метаморфических изменений в коре начинается с дегранитизации в самых глубоких ее слоях и гнейсификации и гранитизации в более высоких слоях. При повторении этих процессов от одного тектонического цикла к другому зоны метаморфизма должны смещаться вверх по мере исчерпания соответствующих материальных возможностей на более глубоких уровнях. Следовательно, и верхняя граница зоны дегранитизации должна смещаться вверх. В этом отношении имеются некоторые возможности, так как реакции дегранитизации, судя по имеющимся экспериментальным данным, могут происходить в коре на глубине 10 *км* под поверхностью. Таким образом, фронт дегранитизации может постепенно продвинуться снизу до этой глубины. Выше он, по-видимому, сместиться не может. Первоначально, когда фронт дегранитизации находился глубже, слои, лежащие между 10 и 20 *км* глубины, могли быть захвачены процессом гранитизации. Следовательно, фронт дегранитизации, продвигаясь вверх, может перекрывать область более ранней гранитизации и оттеснять последнюю во все более высокие слои.

Сейсмически миграция вверх фронта дегранитизации означает увеличение мощности «базальтового» слоя за счет гранитного. Так получает объяснение наблюдаемое все большее относительное преобладание «базальтового» слоя в строении коры с переходом от молодых к древним складчатым зонам. Вместе с тем граниты, образуясь на все меньшей глубине, должны становиться все более кислыми и нормальные граниты должны сменяться аплитовыми. Такая эволюция гранитов при многократном их образовании в одной и той же геосинклинальной зоне действительно наблюдается.

То, что здесь рассматривается, изображено на фиг. 7, где под номерами I—IV выделены следующие друг за другом циклы геосинклинального развития. На том же рисунке предусмотрено образование анортозитов в результате местного плавления дегранитизированных пород. Показан также рост мощности эклогитового слоя непосредственно под корой, как следствие накопления и остывания базальтовых астенолитов.

Поскольку на схеме невозможно было показать движения коры, пришлось весьма условно изобразить накопление осадочных толщ в начале каждого тектонического цикла и дальнейшее их разрушение в процессе поднятия, заключающего цикл.



Фиг. 7. Эволюция строения материковой коры от одного тектонического цикла к другому

I — IV — циклы геосинклинального развития, *V* — парагеосинклинальное развитие, *VI* — платформенное развитие, *VII* — тектоническая активизация: *1* — осадочные породы, *2* — метаморфические породы зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций, *3* — гранитизация, *4* — дегранитизация, *5* — анортозиты и чарнокиты, *6* — базальты геосинклинального типа, *7* — перидотиты, *8* — «гранитный» слой, *9* — «базальтовый» слой (дегранитизированные породы), *10* — эклогитовый слой, *11* — щелочные базальты

Волновое движение древних платформ наша концепция связывает с нижней зоной неустойчивости, находящийся под слоем утонувших антиастенолитов. Эти движения аналогичны, в принципе, движениям на верхнем уровне неустойчивости, но происходят в гораздо более вязкой среде, поэтому они намного медленнее, амплитуда их меньше, а размеры возмущений много больше. Однако эти движения происходят на значительной глубине (вероятно, свыше 200 *км* от поверхности), и чтобы они могли отразиться на поверхности, должны быть соблюдены два условия: во-первых, должны прекратиться интенсивные движения на верхнем уровне неустойчивости, которые естественно вуалируют более медленные движения на нижнем уровне; во-вторых, вязкость материала волновода должна возрасти настолько, чтобы последний не являлся средой, поглощающей механические воздействия, идущие снизу.

Мы видели, что в самом развитии процессов в волноводе заложено условие для постепенного угасания движений на верхнем уровне неустойчивости. Это угасание ведет к смене геосинклинального режима парагеосинклинальным и режимом молодой платформы. Но одного такого угасания недостаточно, чтобы значительно менее интенсивные движения на нижнем уровне неустойчивости оказались бы совсем незавуалированными движениями на более высоком уровне. Кроме того, должно быть обеспечено второе условие.

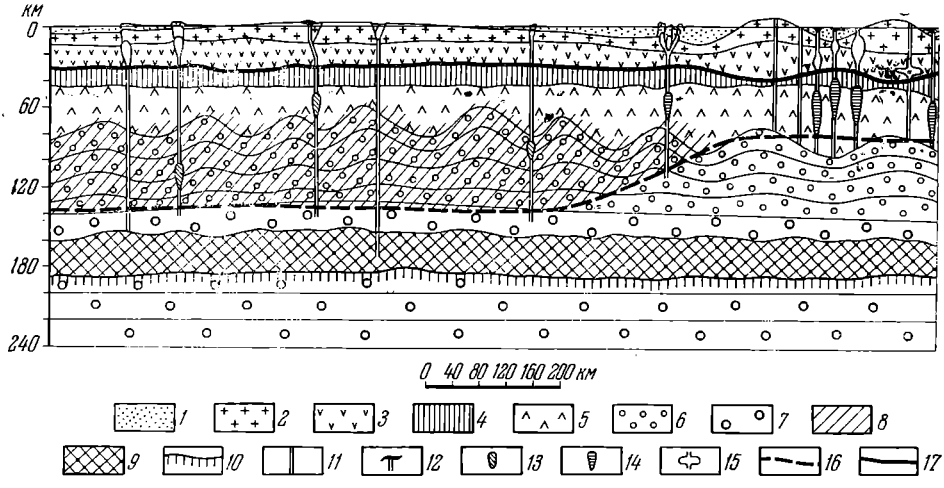
Оба условия могут быть выполнены, если произойдет значительное охлаждение верхних слоев волновода и как результат этого — увеличение их вязкости. Тогда движения на верхнем уровне неустойчивости угаснут совсем или почти совсем, более глубокие движения смогут «проходить» сквозь волновод, и вызванные ими деформации будут распространяться вверх вплоть до коры. Возможность охлаждения верхней мантии, распространяющегося сверху вниз, предусматривается некоторыми расчетами термической истории Земли, выполненными Е. А. Любимовой (1958). Такое охлаждение могло проявиться, начиная с некоторого периода времени, между двумя и одним миллиардами лет назад. Конечно, здесь не приходится говорить о какой-либо точности совпадения, но все же отметим, что по геохронологическим данным первые устойчивые платформы «древнего типа» образовались на поверхности Земли приблизительно 1,5 млрд. лет назад.

Таким образом, мы пытаемся здесь объяснить качественный скачок между молодыми и древними платформами. Этот скачок мы связываем с тем, что «ответственность» за движения земной коры переходит на совершенно другой, более глубокий уровень верхней мантии. Молодые платформы могут рассматриваться при этом как «вырожденные геосинклинали», и только древние платформы представляют собой категорию, качественно отличную от геосинклиналей.

С более глубокими причинами платформенных волновых колебательных движений закономерно связываются особенности платформенного магматизма: для него характерны плато-базальты, более основные, чем геосинклинальные, а также щелочные базальты, которые при дальнейшей своей дифференциации дают начало серии щелочных магматических пород. Мы указывали, что имеются основания предполагать, что более основные и щелочные базальты выплавляются на более глубоких горизонтах волновода, чем базальты геосинклинальные. В платформенной обстановке активными слоями волновода должны быть его более глубокие слои, лежащие на глубине 200 *км* или более. Следствием из нашей концепции должно явиться более глубокое положение волновода под платформами, чем под геосинклиналями. Было бы важно проверить это предположение сейсмическими наблюдениями.

Глыбовые складки на платформах можно связывать с редкими и небольшими щелочно-базальтовыми астенолитами, которые прорываются к подошве коры и в кору из нижних слоев волновода.

Предполагаемое нами состояние глубин в платформенной обстановке изображено на фиг. 8.



Фиг. 8. Сравнение глубинного состояния платформы и геосинклинали

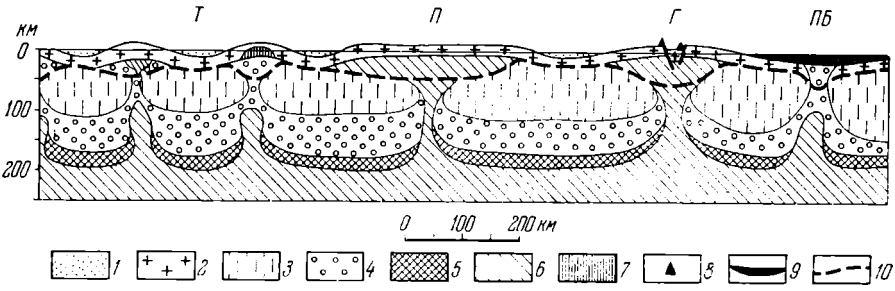
1 — осадочные породы; *2* — «гранитный» (гранито-гнейсовый) слой; *3*—«базальтовый» (гранулито-базальтовый) слой; *4* — эклогитовый слой; *5* — перидотит верхней мантии; *6*— «геосинклинальный этаж» волновода; *7* — «платформенный этаж» волновода; *8* — зона охлаждения волновода; *9* — слой «антиастенолитов»; *10* — нижний уровень неустойчивости; *11* — глубинные разломы, служащие каналами для подъема магмы; 12 — эффузии; *13*— всплывающие астенолиты платформенных толеитовых и щелочных) базальтов; *14*— всплывающие астенолиты геосинклинальных базальтов; *15* — промежуточные резервуары, где происходит дифференциация глубинной магмы; *16*—условная геоизотерма (верхний предел выплавления базальтов); *17*—раздел Мохо

Явление тектонической активизации мы связываем с прорывом глубинного материала сквозь нижнюю поверхность неустойчивости, т. е. сквозь слой антиастенолитов. Поскольку активизация наступает в геологических масштабах времени внезапно, и движения, связанные с ней, нарастают чрезвычайно быстро, в чем можно убедиться, изучая новейшую историю Тянь-Шаня, можно высказать предположение, что какое-то особое механическое воздействие, происхождение которого остается неизвестным, ведет к разрыву в некоторых местах слоя антиастенолитов и содействует подъему более глубокого вещества. Действительно, явление новейшей тектонической активизации локализуется в некоторых областях или зонах. Так, например, одной такой областью является Центральная Азия, включающая Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье, Монголию, Тибет. Меридиональная зона активизации протянулась от Мертвого моря на севере до р. Замбези на юге. Складывается впечатление, что какие-то специфические условия способствовали прорыву глубинного материала именно в этих определенных местах.

Прорыв в верхние этажи глубинного материала, находившегося под слоем антиастенолитов и имеющего очень высокую температуру (около 2000°), вызывает значительное новое оживление в этих верхних этажах. Оно проявляется в разных формах. В одних случаях в верхних слоях волновода, теперь снова нагретых и уменьшивших свою вязкость, просто возобновляются те процессы, которые были типичны для геосинклиналь-

ного состояния: образование крупных возмущений в кровле волновода, отделение астенолитов, формирование корней под корой и т. д. В этом случае мы наблюдаем на поверхности активизацию тяньшанского типа.

В других случаях поднявшийся из нижних слоев волновода материал, а также тот, который мобилизуется нагреванием в более высоких слоях мантии, всплывает и растекается под корой огромным плоским корнем, вызывая образование поднятых плато (тибетский тип активизации). Наконец, если над сосредоточенным потоком вверх глубинного материала



Фиг. 9. Глубинные процессы в областях тектопической активизации

Т — тянь-шанский тип; *П* — плато; *Г* — сводовое поднятие, осложненное грабеном; *ПБ*— излияния плато-базальтов; *1* — осадочные породы; *2* — исходная земная кора; *3* — перидотит; *4*— область выплавления и концентрации геосинклинального и толеитового базальта; *5*— слой «антиастенолитов»; *6* — область выплавления и концентрации щелочных базальтов; *7*— метаморфизм и гранитизация; *8* — вулканы; 9 — излияния плато-базальтов; *10*— сейсмическая подошва земной коры

земная кора раскалывается и на месте раскола образуются грабены, то возникает третий тип активизации — восточно-африканский. В последнем случае магма, выходящая по расколам на поверхность, носит ярко выраженный щелочной характер.

Высокая температура глубинного материала может вызвать, по крайней мере в некоторых местах (вдоль глубинных разломов), полное плавление ультраосновного материала мантии. Таким образом, появление ультраосновных излившихся пород на Сибирской платформе может быть понято, как одно из проявлений начавшегося на ней процесса активизации. При новом прогревании земной коры во время активизации вследствие подъема к ее подошве глубинного материала в ней могут в некотором размере возобновиться процессы метаморфизма и гранитизации. При этом граниты должны носить преимущественно аляскитовый характер, что вполне соответствует данным наблюдений.

Состояние недр в условиях тектонической активизации изображено на фиг. 9.

Содержание статьи мы ограничили рассмотрением тектоносферы материков. В связи с этим мы не затронули здесь ряд важных явлений, которые хотя и проявляются на материках, распространены и в океанах и без рассмотрения тектоносферы последних не могут быть поняты. Например, мы не затронули проблему глубинных разломов, поскольку последние представляют собой планетарное явление и условия их развития не могут быть рассмотрены без привлечения материалов по океанам. Отметим только, что глубинные разломы играют несомненно исключительно важную роль в развитии эндогенных процессов на материках. Мы уже видели, что они используются поднимающимися астенолитами. Но глубинные разломы определяют линейность тектонических зон, их располо-

жение и простирание. А то обстоятельство, что на древних платформах линейные формы тектонических зон уступают первенство зонам и структурным формам округлых и неправильных очертаний, показывает, что многие глубинные разломы, пронизывая верхний, геосинклинальный уровень неустойчивости, не достигают более глубокого, платформенного, уровня в верхней мантии.

Вернемся еще раз к вопросу о периодичности тектонического развития. В механизме процессов, развивающихся в кровле волновода, заложено условие для перемежаемости во времени эпох обострения движений и отделения астенолитов и эпох сглаживания контрастов движений и перерыва в отделении астенолитов. В этом механизме заложены также условия для частной инверсии — обращения поднятий и прогибов. Однако всего этого недостаточно для обеспечения правильной периодичности геотектогенеза, распространяющейся на широкие территории, так как сами по себе движения в кровле волновода таковы, что как бы они ни начались, очень скоро должно наступить их разлаживание, и продолжительность тектонических циклов в каждом отдельном, весьма ограниченном по площади районе окажется разной.

Чтобы продолжительность тектонических циклов была одинаковой или почти одинаковой на значительных территориях и тем более на всех материках, должен существовать некий «маятник», сообщающий тектоническому процессу определенный ритм. Выше мы высказали предположение, что таким маятником могут быть температурные волны, распространяющиеся из слоя Голицына в результате происходящих там неравномерно во времени фазовых переходов. Поскольку температурные волны необязательно должны распространяться вполне симметрично, этот механизм оказывается достаточно гибким для того, чтобы объяснить не только общую периодичность тектогенеза, но и те местные отклонения от нее, которые выявляются наблюдениями. Тот же механизм объясняет, например, причину опережения геосинклиналями платформ в развитии прогибания в начале цикла и поднятия в конце его: в геосинклиналях вследствие более активной циркуляции материала на глубине температурные волны должны быстрее достигать поверхности, чем на платформах.

В заключение скажем несколько слов о проблеме эндогенной металлогении. Для выяснения закономерностей, определяющих рудную специализацию тех или иных магматических пород, важно знать, из каких источников могут происходить те или иные элементы, в дальнейшем концентрирующиеся в форме руд.

Из нашей концепции следует, что первичным источником основных (базальтовых) магм является верхняя мантия. Если эта магма непосредственно выходит на поверхность, нет условий для ее заметного обогащения какими-либо элементами, кроме тех, которые она почерпнула на месте своего образования в волноводе мантии. Точно так же, если базальтовая магма накапливается у подошвы коры, там остывает, частично дифференцируется, а затем оттуда выбрасывается непосредственно на поверхность, то мало вероятно существенное обогащение ее дополнительными элементами. К этому разряду магм, выносящих только или почти только глубинные элементы, должна относиться значительная часть эффузивных пород начальной и конечной стадий тектонического цикла.

Напротив, те глубинные магматические породы, которые останавливаются по пути к поверхности в «отстойниках», расположенных в коре, оказываются в совершенно иных условиях. Будучи безводной, эта магма поглощает большое количество воды из окружающих осадочных или метаморфических пород. Вместе с водой в нее попадают и растворенные

в воде вещества. Таким образом, магма обогащается элементами более поверхностного, в том числе и осадочного, происхождения. Одновременно происходит дифференциация магмы, и отдельные ее дериваты могут самостоятельно внедряться в более высокие этажи, поскольку поглощение воды увеличивает текучесть и внутреннее давление магмы. В эту группу магматических образований, характеризующихся более разнообразным составом, попадают малые интрузии, как доинверсионные, так и послеинверсионные.

В основе образования гранитов лежит процесс анатексиса, поэтому граниты должны включать в себя те элементы, которые свойственны породам, подвергшимся частичному плавлению,— осадочным и метаморфическим. Однако мы видели, что в эпоху регионального метаморфизма устанавливается поток водных растворов из нижних слоев коры в верхние. Следовательно, в гранитах, а также в породах связанной с гранитами жильной серии может наблюдаться смешение элементов, приходящих из разных слоев коры.

Как мы видим, картина получается сложная. На многих стадиях эндогенного рудного процесса имеются условия, способствующие смешению элементов различного происхождения. Все же можно полагать, что изложенная здесь концепция позволяет в некоторой мере предвидеть по характеру тектонического, магматического и метаморфического развития той или иной местности вероятную долю рудного материала различного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями.— В кн.: Изостазия. Изд-во «Наука», 1964.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Берч Ф. Физика земной коры.— В кн.: Земная кора. ИЛ, 1957.

Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1963.

Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию.— В кн.: Изостазия. Изд-во «Наука», 1964.

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Гос. науч.-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1934.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1962.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.

Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. Изд-во «Наука», 1964.

Демепцкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Изд-во «Наука», 1964.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.

Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 4, 1958.

Косминская И. П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. сов. сейсмол., № 15, 1963.

Крестников В. Н., Нерсесов И. Д. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геол., № 11, 1962.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 4, 1958.

Любимова Е. А. О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1959.
Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения.— Сов. геол., № 6, 1961.
Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1964.
Магницкий В. А., Калинин В. А. Свойства оболочки Земли и физическая природа переходного слоя.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1959.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования.— Сов. геол., № 6, 1960.
Резанов И. А. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан — Колыма.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1962а.
Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 1, 1962б.
Резниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В кн.: Проблемы тектоники. Госгеолтехиздат, 1961.
Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1963.
Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., № 7, 1962.
Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолтехиздат, 1952.
Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
Федотов С. А., Богдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканова Р. З. О сейсмичности и глубинном строении юга Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, т. 153, № 3, 1963.
Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов).— Природа, № 9, 1950.
Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., вып. 2, 1951.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли. Магадан, 1959.
Шнеерсон Б. Л. Некоторые задачи о движении вязких жидкостей в применении к геологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953.

Backlund H. G. Zur genetischen Deutung der Eklogite.— Geol. Rundschau, Bd. 27, H. 1, 1936.
Barth T. F. W. Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York, Pt. 2.— Bull. Geol. Soc. America, v. 47, N 6, 1936.
Bederke E. Über den Wärmehaushalt der Regional-Metamorphose.— Geol. Rundschau, Bd. 35, H. 1, 1947.
Bénard H. Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide..., Ann. chim. et phys. 7e ser., t. 23, 1901.
Bernal J. D. Hypothesis on 20° discontinuity. Geophysical discussion.— Observatory, v. 59, 268, 1936.
Billings M. P. Regional metamorphism of Littleton-Moosilauka area, New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. America, v. 48, N 4, 1937.
Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior.— J. Geophys. Res., v. 57, N 2, 1952.
Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Pt. 1.— J. Geophys. Res., v. 65, N 4, 1960.
Birch F. The velocity of compressional waves in rocke to 10 kilobars. Pt. 2.— J. Geophys. Res., v. 66, N 7, 1961a.
Birch F. Composition of earth's mantle.— Roy. Astron. Soc. Geophys. J. Spec. v. 4, 1961b.
Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle.— Advances in Geophysics, v. 9, 1962.
Elles G. L., Tilley C. E. Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 56, pt. 3, 1930—1931.
Goguel J. Introduction à l'étude mécanique des deformations de l'écorce terrestre.— Mém. pour servire a l'éxplication de la carte géologique détaillée de la France, 1948.

Jung J., Roques M. Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophyllieannes.— Bull. Serv. Carte géol. France, v. 50, N 235, 1952.
Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— J. Petrol., v. 4, N 1, 1963.
Low A. R. Instability of viscous fluid motion.— Nature, v. 115, n 2887, 1925.
Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre.— Ann. Soc. géol. Belgique, t. 80, 1956.
O'Hara M. J. Melting of garnet peridotite.— Carnegie Inst. Annual Report, 1962—1963. Washington, 1963a.
O'Hara M. J. The join diopside — pyrope at 30 kb.— Carnegie Inst. Year Book, 62, Washington, 1963b.
Quensel P. The carnokite-series of the Varbarg district on the South-Western Coast of Sweden.— Arkiv mineral. och geol., bd. 1, N 10, 1950.
Ramberg H. Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite-toepidote amphibolite facies gneisses in West Greenland.— Saetryk at Medd. Dansk geol. foren. bd. 12, 1951.
Ringwood A. Constitution of the mantle. 1. Thermodynamics of the olivine — spinel transition.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 13, 1958a.
Ringwood A. E. Constitution of the mantle. 2. Further data on the olivine — spinel transition.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 15, N 1, 1958b.
Ringwood A. E. A model for the upper mantle. 1.— J. Geophys. Res., v. 67, N 2, 1962a.
Ringwood A. E. A model for the upper mantle. 2.— J. Geophys. Res., v. 67, N 11, 1962b.
Schüller A. Ein Plagioklas-Charnokit vom Typus Akoafim und seine Stellung innerhalb der Charnokit Serie.— Heidelberg Beiträg, Mineral. Petrogr., bd. 1, N 5/6, 1949.
Stegena L. The structure of the Earth's crust in Hungary.— Acta geol., v. 7, fasc. 1—4, 1964.
Subramaniam A. P. Mineralogy and petrology of Sittampundi complex, Salem district, Madras state, India.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 3, 1956.
Tilton G. R., Reed G. W. Radioactive heat production in eclogite and some ultramafic rocks.— In: Earth science and meteoritics. Amsterdam, 1963.
Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of sranite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Geol. Soc. America Mem., N 74, 1958.
Uffen R., Jessop A. U. The stress release hypothesis of magma formation.— Bull. volcanol., t. 26, Bd. V, 1963.
Uyeda S., Ki-iti Hörai. Terrestrial heat flow Japan.— J. Geophys. Res., v. 69, N 10, 1964.
Winkler H. G. F. Experimentelle Gesteinsmetamorphose.— I. Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 13, N 1, 1957.
Winkler H. G. F. Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.— Geol. Rundschau, Bd. 51, N 2, 1961.
Winkler H. G. F., Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 18, N 3/4, 1960.
Winkler H. G. F., Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacren.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 24, N 1/2, 1961a.
Winkler H. G. F., Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 24, N 3/4, 1961b.
Woollard G. P. Crystal structure from gravity and seismic measurements.— J. Geophys. Res., v. 64, N 10, 1959.
Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic ro systems.— J. Petrol., v. 3, N 3, 1962.
Zwart H. J. On determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees).— Geol. Rundschau, Bd. 52, H. 1, 1962.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР

В. И. Смирнов

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОЛИЦИКЛИЧНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

1

В настоящее время мы располагаем достаточно удовлетворительной информацией об истории геологического развития, тектонике, магматизме и металлогении складчатых областей, завершивших свое развитие в следующие геосинклинальные циклы:

протерозойский — Кольский полуостров и Карелия, Украинский щит, Алданский щит, Енисейский кряж, Восточный Саян, юг Канады, отдельные площади Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской, Китайской и Индийской платформ;

байкальский — южная часть Сибирской платформы;

каледонский — Алтае-Саянская складчатая область, Северо-Западная Европа;

герцинский — Урал, Центральный Казахстан, Восточный Казахстан (Зайсан), Средняя Азия, Центральная Европа, Аппалачи;

киммерийский — Колыма, Забайкалье, Кордильеры, Анды;

альпийский — Кавказ, Карпаты, Альпы, Динариды.

2

Исследование магматизма и металлогении этих складчатых областей подтвердило общую схему их стадийного развития с закономерно возникающими на каждой стадии формациями магматических пород и ассоциированных с ними эндогенными рудными месторождениями, намеченную Г. Штилле (1964), Ю. А. Билибиным (1955) и другими геологами и разрабатываемую в настоящее время Ю. А. Кузнецовым (1964.) Автор принимает следующий перечень главнейших формаций изверженных пород и связанных с ними типоморфных эндогенных месторождений по стадиям развития складчатых областей (табл. 1).

3

Учет данных по складчатым областям территории Советского Союза и зарубежных стран позволяет выделить в поперечном сечении геосинклиналей ряд тектонических зон, локализующих в своих пределах строго определенные формации магматических пород и ассоциированных с ними месторождений, обусловливающих региональную магматическую и металлогеническую зональность (Смирнов, 1962). Если учитывать лишь важнейшие зоны, то они могут быть сведены к перечню, приведенному в табл. 2.

Таблица 1

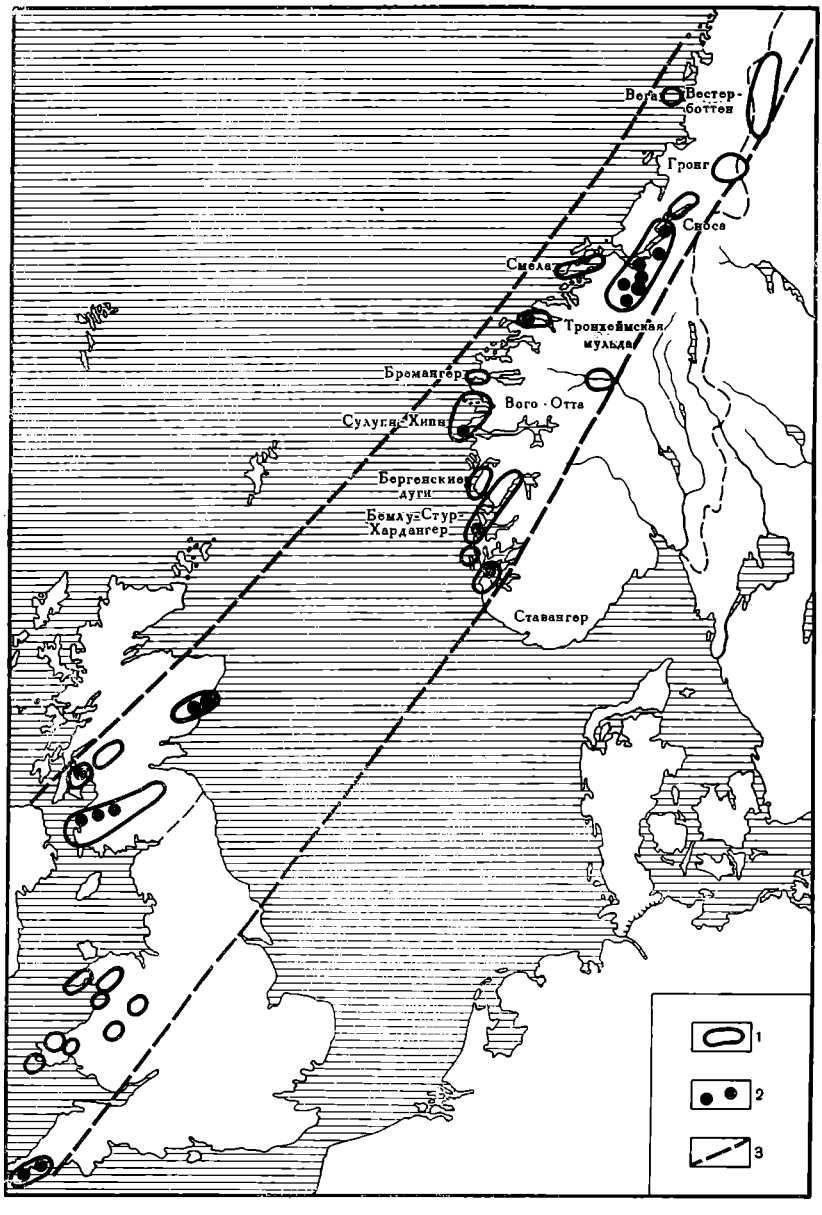
Главнейшие формации магматических пород и ассоциированные с ними типоморфные эндогенные рудные месторождения по стадиям геосинклинального цикла

Формация магматических пород	Типоморфные эндогенные месторождения
Ранняя стадия	
Субмаринная вулканогенная спилит-кератофировая	Колчеданные
Перидотитовая	Магматические месторождения хромитов, осмия, иридия
Габбровая	Магматические месторождения титаномагнетитов, платины, палладия
Плагиогранитная	Скарновые месторождения железа и меди
Средняя стадия	
Гранодиоритовая	Скарновые месторождения цветных и редких металлов
Гранитная	Пегматитовые, грейзеновые и кварцевые месторождения олова, вольфрама, лития, бериллия
Поздняя стадия	
Малые интрузии разнообразного состава	Гипабиссальные гидротермальные месторождения
Вулканогенная андезит-дацитовая	Субвулканические гидротермальные месторождения

Таблица 2

Главнейшие тектоно-металлогенические зоны геосинклиналей

Тектонические зоны	Магматические формации и эндогенные месторождения
Геосинклинальные троги эвгеосинклиналей	Спилит-кератофировая с колчеданными месторождениями
	Плагиогранитная со скарновыми месторождениями железа и меди
	Обе формации ранней стадии
Внутренняя зона миогеосинклиналей (со срединными массивами)	Гранитная с пегматитовыми и грейзеновыми месторождениями редких металлов средней стадии
Периферические зоны	Гранодиоритовая со скарновыми и гидротермальными месторождениями цветных и редких металлов средней стадии
Геосинклинальная рама	Полнота проявлений различных формаций магматических пород и месторождений зависит от степени регенерации
Пограничные разломы	Перидотитовая и габбровая с магматическими месторождениями ранней стадии
	Малых гипабиссальных интрузий и вулканогенная андезит-дацитовая с гидротермальными месторождениями поздней стадии



Фиг. 1. Каледонская геосинклиналь Северо-Западной Европы (по Т. Фогту)

1 — районы распространения вулканических пород (лавы, агломераты, туфы), *2*—районы развития подушечных лав (подводный вулканизм), *3* — границы вулканогенного пояса

4

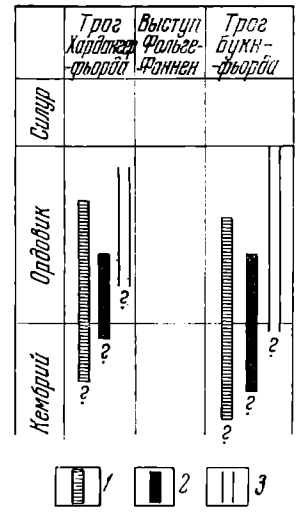
Складчатые пояса, формирующиеся в рамках полного сечения геосинклиналей, по истории их развития могут быть подразделены на две серии.

К первой серии относятся моноцикличные пояса, сформированные в течение одного геосинклинального цикла или даже части его. Они свойственны каледонскому циклу, что обусловлено постепенным осушением пангеосинклинальной системы, возникшей в конце протерозоя и начавшей отмирать с каледонского цикла. Такие пояса встречаются очень редко. Среди них могут быть выделены две группы: 1) моноцикличные пояса ограниченного развития и 2) моноцикличные пояса полного развития.

Ко второй серии относятся полицикличные пояса, сформированные в течение нескольких (чаще всего двух или трех) циклов геосинклинального палеозойского, мезозойского и кайнозойского развития. Такие пояса обычны. Среди них могут быть выделены три группы: 1) полицикличные пояса с ограниченным развитием ранних циклов, 2) полицикличные пояса с ограниченным развитием поздних циклов, 3) полицикличные пояса полного развития.

5

Редким примером моноцикличных поясов ограниченного развития может служить каледонский пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении со стороны Британских островов через Скандинавский полуостров на расстоянии свыше 2000 *км*; ширина пояса около 250 *км* (фиг. 1). Каледонская складчатая область северо-запада Европы для территории Норвегии достаточно обстоятельно описана в книгах Хольтедаля, первая из которых вышла в Осло в 1953 г. и переведена на русский язык в 1957 г., а вторая опубликована в Осло в 1960 г. Если доверять этим трудам Хольтедаля, магматизм и рудообразование каледонской геосинклинали Северо-Западной Европы исчерпались на ранней, сильно затянувшейся стадии геосинклинального развития и в дальнейшем не проявлялись. Хольтедаль (Holtedahl, 1960) показывает, что каледонская геосинклиналь в целом представляла прогиб, ограниченный сбросами. Этот прогиб в свою очередь распадался на несколько субпараллельных тектонических трогов. Исключительно в пределах этих трогов развивались магматические процессы и эндогенное рудообразование (фиг. 2). Здесь сформировались четыре классические формации магматических пород и связанных с ними месторождений ранней стадии геосинклинального цикла: 1) вулканогенная спилит-кератофировая, претерпевшая метаморфизм различных фаций и несущая обильные колчеданные месторождения (типы Лексдаля, Флёттума и Рёруса); 2) перидотитовая со скоплениями хромитов (Рёраген, Раухаммер и др.); 3) габбровая с некрупными месторождениями титаномагнетитов (Арна, Рёдсанн и др.); 4) плагиогранит-сиенитовая, представленная известными



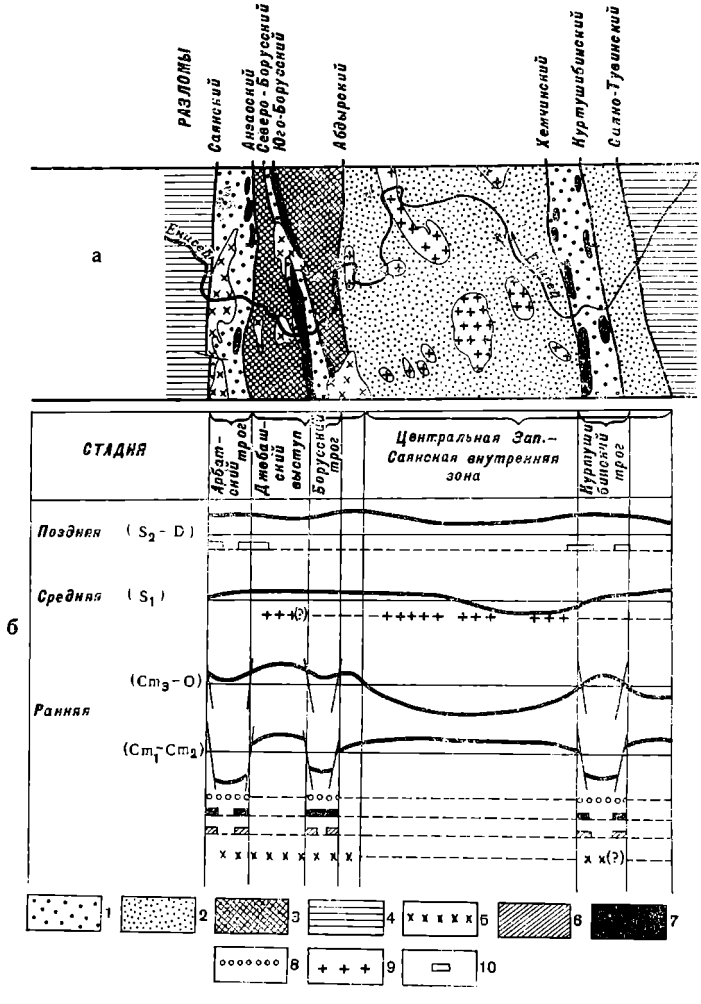
Фиг. 2. Схема развития магматизма в тектонических трогах каледонской геосинклинали Норвегии (по материалам У. Хольтедаля)

1 — вулканические породы, *2*—перидотитовые и габбровые породы, *3* — нордмаркиты

норвежскими нордмаркитами, породившими скарновые месторождения железа и меди (Фусен, Ернлиен и др.). Здесь нет батолитических масс калиевых гранитов средней стадии, так же как не отмечаются и малые интрузии поздней стадии каледонского геосинклинального этапа.

6

Нам известен единственный пример моноцикличных поясов полного развития, представленный также каледонской геосинклиналью, но на этот раз уже на территории нашей страны в Западном Саяне (Смирнов, 1963). История развития каледонских структур, магматических пород и ассоции-



Фиг. 3. Схема эволюции прогибов, поднятий, магматизма и металлогении каледонид Западного Саяна

а—схема геологического строения вдоль р. Енисей; *б*—схема эволюции каледонской геосинклинали; *1* — горные породы, выполняющие троги; *2* — горные породы, выполняющие внутреннюю зону; *3* —горные породы, слагающие тектонические выступы; *4*—горные породы геосинклинальной рамы; интрузии ранней стадии: *5* — плагиограниты, *6* — габбро (магнетиты, титанистые магнетиты), *7* — перидотиты (хромиты), *8* — спилит-кератофиры; интрузии средней стадии: *9* — гранитоиды скарны и пегматиты); интрузии поздней стадии: *10*— малые интрузии (гидротермальные месторождения Mo, As, Co, Au)

рованных с ними рудных месторождений Западного Саяна разделяется на достаточно отчетливые стадии — раннюю, среднюю и позднюю (фиг. 3).

Ранняя стадия охватывает период времени от нижнего кембрия до значительной части ордовика включительно. В эту стадию периферические части ложа геосинклинали раскалывались продольными разломами с образованием вдоль них Северо-Саянского и Южно-Саянского трогов. В процессе их прогрессивного погружения они выполнялись производными габбровой магмы, обусловившей возникновение здесь четырех характерных формаций изверженных пород. С первой формацией вулканогенных спилит-кератофировых пород, достигающих мощности 10 *км*, связаны колчеданные месторождения типа Маинского и Восточно-Тувинского. Со второй формацией перидотитов связаны рудопроявления хромитов. С третьей формацией габбровых массивов (габбро, габбро-диабазы, габбро-альбититы), по мнению В. В. Богацкого, связано возникновение магнетитовых месторождений гидросиликатового типа (Анзас, Абакан и др.). Оруденение, связанное с четвертой формацией плагиогранитов Маинской интрузии, не отмечено.

Средняя стадия проявилась в период главных фаз складчатости в конце ордовика — начале силура, когда в Центрально-Саянской зоне внедрились крупные массы гранитоидов большепорожского комплекса. С интрузиями гранодиоритов первой фазы связаны гранат-пироксеновые скарны, с гранитами второй фазы — пегматиты.

Поздняя стадия отвечает периоду полной консолидации каледонских структур Западного Саяна в течение верхнего силура — девона и характеризуется внедрением серий малых гипабиссальных интрузий вдоль продольных разломов, особенно вдоль тектонических границ геосинклинальных трогов. С ними связаны гидротермальные месторождения молибдена, мышьяка, кобальта, серебра и, возможно, золота.

Каледонская складчатая область Западного Саяна не осложнялась сколь-либо заметно ни предшествующими, ни последующими циклами геологического развития и может служить редким эталоном моноциклического развития.

7

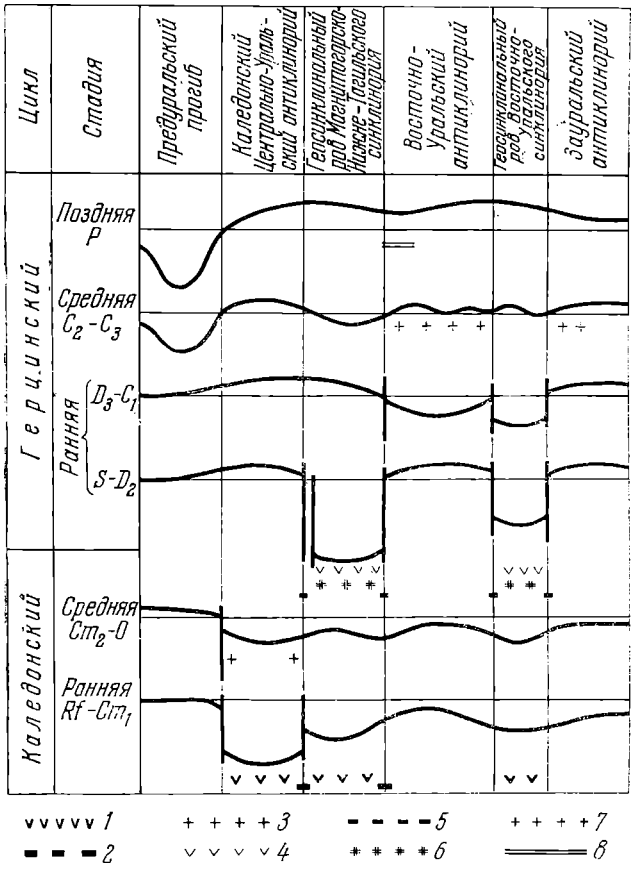
Полициклические пояса с ограниченным развитием ранних циклов установлены в основном среди палеозойских образований. Известным примером их может служить палеозойская геосинклиналь Урала. Здесь редуцированный каледонский цикл проявлен в основном набором вулканогенных и глубинно-магматических формаций базальтовой магмы с месторождениями и рудопроявлениями колчеданных и магматических титаномагнетитовых руд. До своего полного завершения он непосредственно перешел в герцинский цикл геологического развития, в рамках которого выделяются три стадии с их хорошо известным магматизмом и рудообразованием.

В такого рода поясах предшествующий цикл в сущности ограничивается ранней стадией, сменяющейся ранней же стадией последующего цикла. Таким образом возникает как бы сильно растянутая во времени ранняя стадия геосинклинального развития, обильный магматизм и рудообразование которой компенсируются значительно более кратковременным и ослабленным магматизмом и рудообразованием средней и особенно поздней стадии (фиг. 4).

Для этих поясов характерен фемический, эвгеосинклинальный профиль развития с подавляющим влиянием продуктов перидотитовой и базальтовой магмы, существенно определяющих металлогенический облик провинции. Отмечается миграция зон магматической деятельности и рудо-

образования как при переходе от раннего к позднему циклу, так и в рамках последовательно сменяющихся циклов, от одного борта геосинклинали к другому, без существенного перекрытия продуктами последующего магматизма и рудообразования ранее образованных магматических и металлогенических поясов.

Тектоническая структура Урала в поперечном сечении, как известно, представляет чередование прогибов (синклинориев) и поднятий (антиклинориев). Прогибы, представляющие геосинклинальные троги и ограничивающие их разломы, выполнены вулканогенными образованиями, а также перидотитовыми, габбровыми и натровыми гранит-сиенитовыми глубинными формациями изверженных пород с их специфическими магма-



Фиг. 4. Схема эволюции Уральской палеозойской геосинклинали, ее магматизма и металлогении

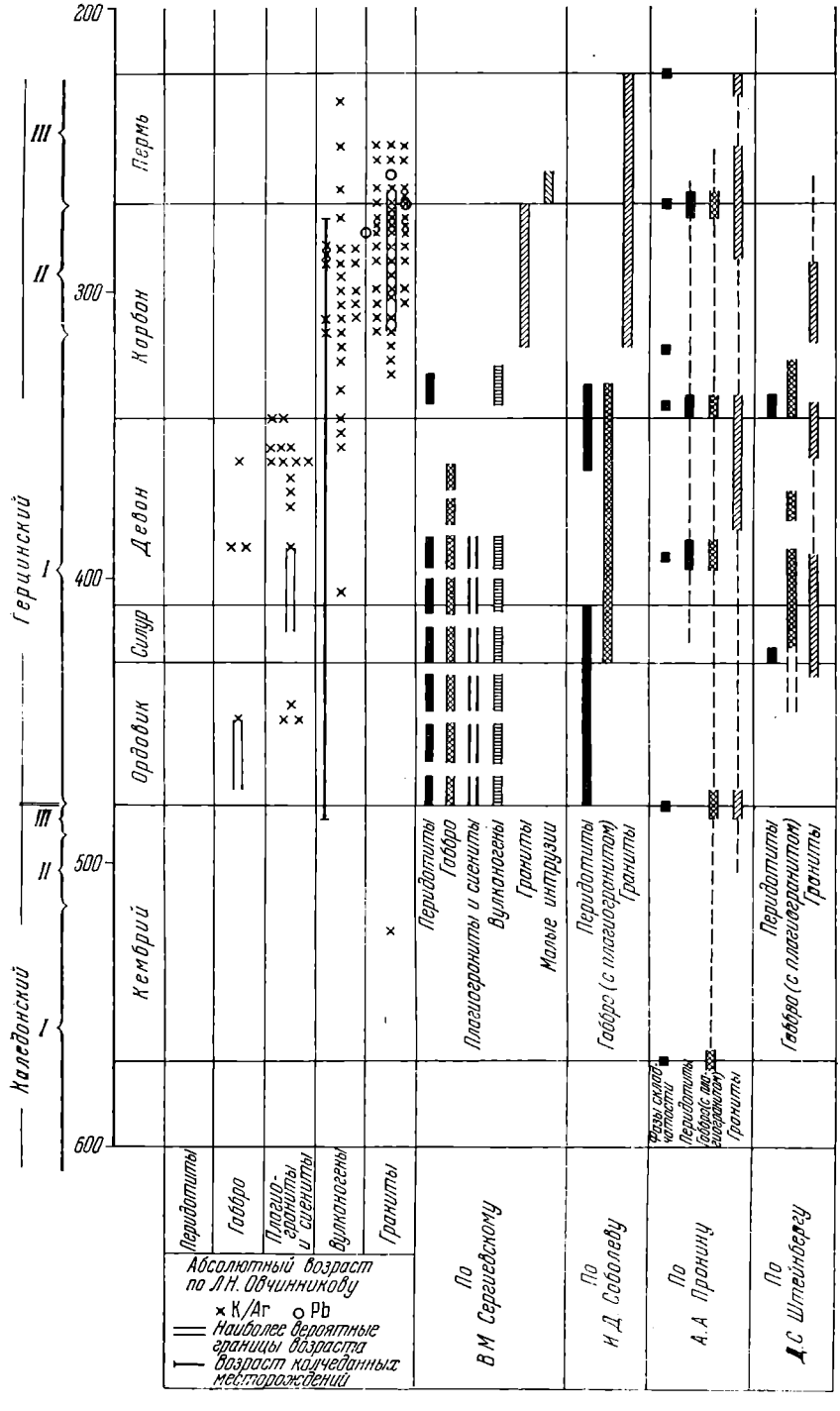
1 — зоны накопления раннекаледонских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных рудопроявлений; *2* — зоны внедрения раннекаледонских базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений титаномагнетитов; *3* — зоны внедрения среднекаледонских гранитов и формирования связанных с ними гидротермальных рудопроявлений; *4* — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *5* — зоны внедрения раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений хромитов, титаномагнетитов и платины; *6* — зоны внедрения раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений железа и меди; *7* — зоны внедрения среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними пегматитовых и гидротермальных месторождений; *8* — зоны внедрения позднегерцинских малых интрузий

тическими, скарновыми и колчеданными месторождениями. В межтроговых выступах развивались нормальные гранитные интрузии и связанные с ними пегматитовые и гидротермальные месторождения. Будем чисто условно называть ультраосновные, основные и плагиогранитные комплексы изверженных пород геосинклинальных трогов Урала «габбровыми», а кислые комплексы межтроговых поднятий «гранитными». Поскольку габбровые и гранитные комплексы формировались в строго определенных и разобщенных тектонических зонах геосинклиналей, появилась мысль об их независимом возникновении, одновременном и параллельном развитии на всем протяжении геосинклинальной эволюции. Подобного рода идею пропагандируют некоторые уральские геологи. Она имеет настолько существенное значение, что на ней следует специально остановиться.

Например, А. А. Пронин (1963), а также Д. С. Штейнберг (1963) полагают, что породы габбрового и гранитного комплексов формировались одновременно и параллельно. По мнению А. А. Пронина (1963): «...Как в рамках всей истории развития геосинклинальной области, так и в границах отдельных геотектонических циклов перидотитовый, базальтоидный и гранитный магматизм развивались во времени параллельно или одновременно, а не последовательно». Д. С. Штейнберг (1963) пишет: «Можно считать установленным, что гранитный магматизм на определенных отрезках времени развивался параллельно с базальтоидным, приуроченным к другим геологоструктурным зонам». Схема эволюции магматизма Урала по А. А. Пронину и Д. С. Штейнбергу показана на двух крайних правых колонках фиг. 5, из которой видно, что линии перидотитового, габбрового и гранитного магматизма и металлогении идут параллельно от ордовика до верхнего карбона — нижней перми включительно.

Другая часть геологов (В. М. Сергиевский, 1963; И. Д. Соболев, 1963) настаивает на том, что только на ранней стадии геосинклинального развития в пределах тектонических трогов формируются исключительно производные перидотитовой и габбровой магмы как поверхностного, так и глубинного характера. Позднее, после прекращения габбрового магматизма, в межтроговых выступах, развиваются гранитные породы, среди которых В. М. Сергиевский выделяет батолитические граниты главных фаз герцинской складчатости и малые трещинные интрузии поздней постскладчатой стадии. Схема эволюции магматизма Урала по В. М. Сергиевскому и И. Д. Соболеву изображена на двух средних колонках фиг. 5.

В последнее время на Урале выполнен большой объем работ по определению абсолютного возраста разнообразных типов изверженных горных пород, продуктов их преобразования и ассоциированных с ними рудных месторождений. Обстоятельная сводка данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала дана в статье Л. Н. Овчинникова (1963). Эти данные, касающиеся габброидов, плагиогранитов и плагиосиенитов, вулканогенных пород, связанных с ними колчеданных месторождений и гранитоидов, приведены в левой колонке фиг. 5. Из них следует, что все габбровые изверженные породы и связанные с ними рудные месторождения геосинклинальных трогов формировались близко одновременно в геосинклинальную стадию в течение ордовика — нижнего карбона, но раньше гранитных интрузий, внедрившихся в межтроговых тектонических зонах в среднем — верхнем карбоне и перми. Таким образом, определение абсолютного возраста производных габбрового и гранитного комплексов на Урале не подтверждает представление об их параллельном образовании, а свидетельствует о закономерном последовательном развитии в общей истории превращения мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область.



Фиг. 5. Схема герцинского магматизма Урала (по данным разных геологов)

Стадии геосинклинальных циклов: *I* — ранняя, *II* — средняя, *III* — поздняя

Однако этого хотя и важного примера вряд ли достаточно для окончательного суждения о соотношениях во времени развития различных магматических формаций и связанных с ними эндогенных месторождений полезных ископаемых, обособляющихся в строго определенных тектонических зонах геосинклиналей. Нельзя категорически исключать случаи возможного, если не полного, то хотя бы частичного перекрытия во времени формирования различных магматических формаций в параллельных тектонических зонах. Пример этого — так называемый «продленный начальный магматизм» Штилле (1964). Исследование этой проблемы должно продолжаться.

8

Полициклические пояса с ограниченным поздним циклом отмечаются среди и палеозойских, и палеозойско-мезозойских геосинклиналей. Для них характерно полное развитие в предшествующем цикле и остаточное развитие в последующем цикле, ограничивающееся проявлением гранитоидного магматизма и рудообразования средней и поздней стадий. Для иллюстрации этого типа избрано Забайкалье с его продолжением на территории Монголии, тектоника, магматизм и металлогения которого складывались в полный герцинский и остаточный киммерийский цикл развития. В герцинском цикле намечаются все три стадии со свойственными им магматизмом и рудообразованием.

В раннюю стадию силура — девона, согласно данным В. Н. Козеренко (1956), В. А. Боброва (1965) и других исследователей, в центральной прогибающейся полосе герцинской геосинклинали Забайкалья и Монголии фиксировались вулканогенные породы основного состава, а вдоль ее бортов по крупным разломам внедрялись глубинные породы габбровой формации. К ним принадлежат серпентинизированные дуниты и перидотиты муронского комплекса с хромитовой минерализацией, габбро и диориты дарханского комплекса с титаномагнетитовой минерализацией, а также плагиограниты того же дарханского комплекса со скарновыми месторождениями магнетитовых и халькопиритовых руд.

В среднюю стадию герцинского цикла (в каменноугольное и пермское время) произошла мощная интрузия гранитоидов. Они представлены батолитическими массами роговообманково-биотитовых гранитов ульдзагольского комплекса с их некрупными скарновыми месторождениями меди, свинца и марганца.

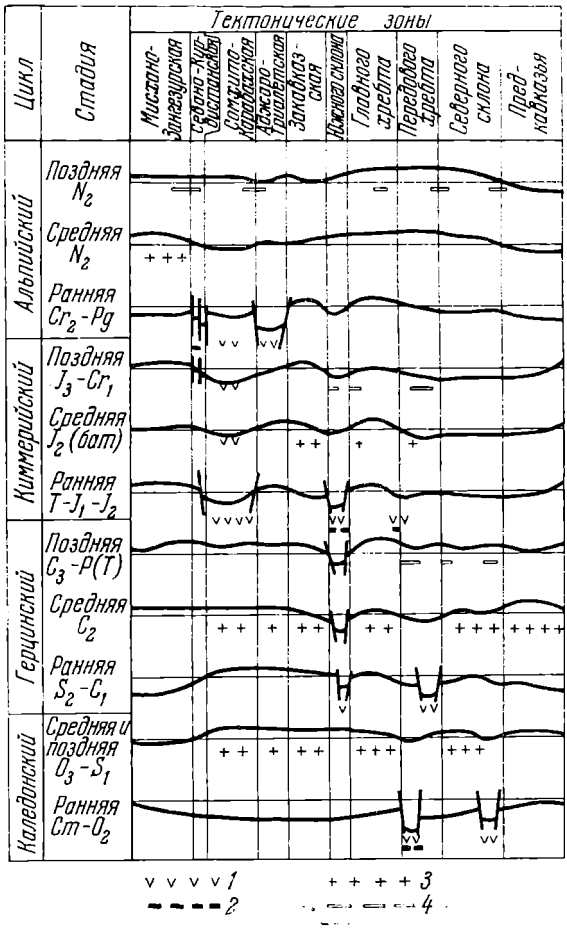
В позднюю стадию герцинского цикла, в пермо-триасе, образовались вдольразломные гипабиссальные малые интрузии гранитоидного и субщелочного ряда, к которым относятся породы бороундорского комплекса Восточной Монголии, сопровождающиеся гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями золота, молибдена, олова, вольфрама, свинца, цинка и висмута.

Киммерийский цикл отличается отсутствием магматических и рудных формаций ранней стадии, но полным проявлением магматизма как средней, так и поздней стадии, с которым связано возникновение хорошо известных центрального пегматит-грейзенового пояса с рудами олова и вольфрама и периферических поясов гидротермальных месторождений свинца, цинка, мышьяка, молибдена и золота.

Для полициклических поясов с ограниченным поздним циклом характерно смещение поздних геосинклиналей к периферическим зонам и охват гранитоидным магматизмом и связанным с ним постмагматическим рудообразованием всего поперечного сечения геосинклинали, включающего срединные массивы, внутреннюю зону, периферические зоны и прилегающие края платформы (геосинклинальную раму).

9

Примером полицикличного пояса более или менее полного развития представляется Кавказ, в истории формирования которого выделяются процессы каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского геосинклинальных циклов (Твалчрелидзе, 1961; Азизбеков и др., 1964). Для всех этих циклов с различной долей уверенности намечаются ранняя, средняя и поздняя стадии с принадлежащими им характерными формациями магматических пород и эндогенных рудных месторождений (фиг. 6). На Кавказе зоны геосинклинальных прогибов постепенно, от цикла к циклу отступали по направлению с севера на юг. В соответствии с этим пояса базальтоидных вулканогенных пород ранней стадии геосинклинального развития, в которых сосредоточены крайне характерные колчеданные месторождения, переходят от древних к молодым в том же



Фиг. 6. Схема эволюции Кавказской геосинклинали, ее магматизма и металлогении

1— зоны накопления спилит-кератофировых и диабазовых пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *2*— зоны внедрения перидотитов и габброидов ранней стадии и формирования связанных с ними магматических рудопроявлений хромитов и титаномагнетитов; *3*— зоны внедрения гранитоидов средних стадий и формирования связанных с ними постмагматических месторождений; *4* — зоны внедрения малых интрузий поздних стадий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений

направлении. На севере находится выделяемый В. Б. Черницыным Хасаутский каледонский пояс. Несколько южнее, в Передовом хребте, расположены палеозойские пояса, среди которых наиболее значителен герцинский пояс с его крупными медно-цинковыми колчеданными месторождениями. Еще южнее, в зоне южного склона Большого Кавказа, в раннюю стадию герцинского цикла был заложен геосинклинальный трог, устойчиво развивавшийся до ранней стадии киммерийского цикла. К киммерийскому же циклу относится заложение прогиба Сомхито-Карабахской зоны, а к альпийскому — Аджаро-Триалетской. Однако по отношению к магматическим формациям гранитоидных пород средней и особенно поздней стадии такая строгая миграция, в соответствии со смещением геосинклинальных прогибов, не отмечается. Эти формации развиваются не только в рамках геосинклинали данного цикла, но регулярно распространяются и на площади со складчатостью, завершенной в предшествующем цикле, образуя здесь группы и пояса приразломных гипабиссальных массивов, с которыми ассоциируются сингенетичные им постмагматические месторождения.

10

В общей истории геосинклинального магматизма и рудообразования наиболее длительна и отчетлива ранняя стадия с ее перидотитовым и габбровым магматизмом и металлогенией. Она охватывает от 50 до 65% общего времени геосинклинального цикла. Значительно более кратки и менее отчетливы средняя и поздняя стадии гранитоидного магматизма и рудообразования. Среднюю стадию формирования батолитических масс гранитов большинство геологов связывает с инверсией внутренней зоны геосинклинали в осевое поднятие, отвечающее главным фазам складчатости. Фактические данные уточняют такое представление. Нередко срединное поднятие возникает и в той или иной степени развивается задолго до внедрения гранитной формации. Наиболее близки по времени образования срединное поднятие и интрузия лейкократовых гранитов среднекиммерийской тектоно-магматической фазы Восточного Забайкалья. Но Калба-Нарымское осевое поднятие Зайсанской геосинклинали возникло в нижнем карбоне, а граниты Калбинского комплекса внедрялись в него лишь в верхнем карбоне. Еще больший разрыв во времени существует между зарождением срединного поднятия осевой зоны герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, появившегося в среднем девоне, и внедрением в его пределах гранитов центральной части Туркестанского хребта, происходившем в верхнем карбоне.

Ю. А. Кузнецов (1964), изучавший магматизм Алтае-Саянской складчатой области, также пришел к выводу о том, что «громадное большинство крупных гранитоидных плутонов средних и малых глубин размещается в уже собранных в складки, значительно консолидированных и кливажированных осадочных и эффузивно-осадочных толщах». Однако с его мнением о том, что на этом основании невозможно выделение средней стадии геосинклинального развития, согласиться трудно. Выделять эту стадию по проявлению батолитического гранитоидного магматизма целесообразно и вполне возможно по следующим причинам:

1) гранитоидный магматизм — самостоятельный и не зависит ни от предшествующего перидотитового и габброидного магматизма ранней стадии, ни от последующих малых интрузий;

2) гранитоидный магматизм обычно возникает после полного или существенного исчерпания перидотитового и габброидного магматизма;

3) гранитоидный магматизм обладает специфической, свойственной только ему металлогенией.

Вместе с тем, выделяя среднюю стадию геосинклинального развития с батолитическим гранитоидным магматизмом и ассоциированным с ним постмагматическим рудообразованием, необходимо несколько шире раздвигать ее рамки, приходящиеся не только на главные фазы складчатости, но и на тот или иной период последующего времени, необходимого для существенной консолидации геосинклинальных толщ как вследствие складчатости, так и в связи с внедрением и раскристаллизацией крупных масс гранитной магмы.

11

Важной особенностью магматизма и эндогенного рудообразования геосинклиналей является их миграция в истории геологического развития складчатых областей. Такое перемещение магматических и металлогенических процессов происходит и в рамках одного геосинклинального цикла развития, и в ходе полицикличного развития складчатых областей.

Примером скольжения магматизма и рудообразования от одного борта геосинклинального пояса к другому для эвгеосинклиналей может служить герцинский Урал, а для миогеосинклиналей — альпийская складчатая зона Кордильер и Анд в обеих Америках.

На южном Урале известны два пояса субмаринных вулканогенных колчеданоносных спилит-кератофировых пород — меньший западный и более широкий восточный (Магнитогорский). Оба они были заложены как геосинклинальные троги в раннюю стадию каледонского цикла геологического развития. Но отмирали они постепенно по направлению с запада на восток. В западном поясе вулканические процессы и связанное с ними колчеданное рудообразование закончилось в каледонском цикле в нижнедевонское время. В западном борту восточной полосы они прекратились лишь в среднем девоне, а в восточном крыле они растянулись до герцинского цикла и полностью завершились лишь в нижнем карбоне.

В Кордильерах складчатость альпийского цикла развития проявилась не сразу и не повсеместно. Вначале произошла невадийская складчатость верхнеюрского времени, охватившая западную зону Берегового хребта и Сьерры Невады. В это время были сформированы сложные по составу граниты, сопровождающиеся скарнами с шеелитом, пегматитами и грейзенами со слабым редкометальным оруденением, а также гидротермальными месторождениями золота, меди и полиметаллов. Последовавшая вслед за тем ларамийская складчатость верхнемелового времени охватила область Скалистых гор, расположенных к востоку от зоны невадийской складчатости, магматизма и рудообразования. Ларамийская складчатость также сопровождалась образованием гранитов, к которым условно относится батолит Айдахо и безусловно массив Боулдер в США. С ними связано формирование гидротермальных месторождений золота, меди и кобальта.

В Андах вначале, в верхнемеловое время, вдоль западного борта геосинклинали произошло внедрение гранитоидов, выходы которых прослеживаются от Огненной Земли до северной части Перу на протяжении 6000 *км* и с которыми связывается образование крупных гидротермальных медных месторождений Чили, а также менее существенных месторождений золота и серебра. Позднее, уже в раннетретичное время, центр гранитных интрузий сместился к востоку в область Передовых хребтов, что привело к возникновению гидротермальных оловянных, вольфрамовых, висмутовых, свинцово-цинковых и серебряных месторождений Боливии.

Последовательное смещение магматизма и рудообразования в процессе развития полицикличных складчатых областей не менее типично. Хоро-

шо известно, например, постепенное смещение к югу и к востоку все более молодых складчатых областей, обволакивающих Сибирскую платформу. Не менее характерен отход герцинской геосинклинали Урала к востоку от каледонской складчатой области. На Кавказе, как было показано, центры магматизма и эндогенного рудообразования смещались вслед за миграцией каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской геосинклиналей все более к югу.

Последовательное смещение зон магматизма и сопутствующего ему эндогенного рудообразования и в рамках одного цикла геосинклинального развития, и в полицикличных областях подчиняется определенным закономерностям.

Во-первых, оно происходит не вследствие плавной волнообразной миграции, а скачкообразно как во времени, так и в пространстве.

Во-вторых, рассматриваемая здесь повторяемость магматических и металлогенических событий возможна лишь при условии повторяемости стадий геологического развития и тектонических структур, свойственных геосинклиналям. Так, например, если при миграции складчатости закладываются новые геосинклинальные троги, то в них на смену отжившему или отживающему вулканизму тыловых трогов начнут формироваться новые вулканогенные комплексы пород и ассоциированные с ними колчеданные месторождения. Иногда такие зоны закладываются близко одновременно, но заканчивают свое развитие последовательно в направлении общей миграции тектонических процессов.

В-третьих, в полицикличных геосинклиналях наблюдается отчетливое перемещение магматизма и рудообразования только ранних стадий, в то время как магматизм и рудообразование средних и особенно поздних стадий последующих циклов геологического развития обычно охватывает все поперечное сечение геосинклинали, включая и области складчатости, завершенной в предыдущие циклы. Таким образом складываются металлогенические особенности полицикличных складчатых областей не только вследствие наращивания магмометаллогенических зон от предшествующих к последующим циклам, но и благодаря наложению некоторой части магматизма и металлогении последующих циклов на магмометаллогенические зоны предшествующих циклов в полном сечении геосинклинали и даже в краевых частях примыкающих к ней платформ.

В-четвертых, миграция магматизма и рудообразования в субмеридиональных геосинклинальных системах всегда происходит в восточном направлении, что, возможно, связано с ротационными процессами Земли. В связи с этим отмечается одно интересное явление в магматизме и металлогении Тихоокеанского пояса: в его Сибирско-Азиатском отрезке омоложение магматизма и рудообразования происходит от материка к берегу океана, а в Американском звене, наоборот, от берега океана в глубь материка; поэтому соответствующие зоны магматизма и рудообразования Тихоокеанского пояса в Азии и в Америке, если следовать от океана к материку, оказываются расположенными в обратном порядке.

12

На фоне более или менее единодушного представления наших геологов о полицикличном характере большинства складчатых областей выделяется выступление М. В. Муратова (1963), в сущности говоря, защищающее точку зрения о моноцикличном развитии всех геосинклиналей. Так, например, для альпийской складчатой области Тетиса, по Муратову, «характерно развитие начального этапа в течение рифейской и палеозойской эр до нижнего карбона включительно. Со среднего карбона начи-

нается главный геосинклинальный этап, заканчивающийся в конце олигоцена. В течение неогена развивался заключительный этап». Затруднение при использовании такой моноцикличной схемы развития и отмирания геосинклинали состоит в невозможности «уложить» в нее интрузии изверженных, особенно гранитных, пород, закономерно повторявшихся в длительной истории возникновения складчатых областей, особенно для молодых альпийских поясов. Как, например, в этом случае быть с не вызывающими сомнений гранитными интрузиями и ассоциированными с ними месторождениями нижнего палеозоя (каледонскими), верхнего палеозоя (герцинскими), мезозоя (киммерийскими) и третичными (альпийскими) на Кавказе? По этим и другим причинам полноценный анализ магматизма и металлогении складчатых областей возможен только с позиций признания полицикличного характера развития большинства геосинклинальных областей. Однако в связи с изложенным выше о скольжении геосинклинального осадконакопления, складчатости, магматизма и эндогенного рудообразования необходимо выработать более точное представление о полицикличной металлогении. С учетом перемещения всех этих процессов в качестве полицикличных могут рассматриваться лишь крупные геосинклинальные пояса (ортогеосинклинали), в рамках которых в течение ряда последовательных циклов геологического развития возникают окончательно консолидированные постгеосинклинальные складчатые области.

В настоящей статье затронуты лишь некоторые стороны металлогении тектонических зон геосинклиналей, далеко не исчерпывающие проблему в целом. Много из того, что здесь рассмотрено, необходимо оценивать лишь как постановку вопросов, требующих последующей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук М. П. Металлогения Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

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

Бобров В. А. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1963.

Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963.

Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала.— Там же.

Сергиевский В. М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала.— Там же.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. О металлогении каледонид Западного Саяна.— Геол. и геофиз., № 2, 1963.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 1—2. М., ИЛ, 1957.

Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963.

Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.

Holtedahl O. Geology of Norway.— Norges Geol. Undersok., N 2, 1960.

Московский государственный университет

А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ (МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ) ЗОН НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Научные основы региональной металлогении — нового направления в геологии, оформившегося во ВСЕГЕИ в основном на базе работ С. С. Смирнова (1944, 1946) и Ю. А. Билибина (1947, 1948, 1955, 1961), в течение последних десяти лет развивались в различных направлениях коллективом ВСЕГЕИ (Серпухов, 1955; Татаринов, Грушевой, Лабазин и др., см. «Общие принципы...», 1957), а также многими другими коллективами и отдельными учеными нашей страны (Магакьян, 1949, 1953, 1959; Матвеенко, 1960; Радкевич, 1960; В. И. Смирнов, 1962, 1963; Твалчрелидзе, 1961 и др.).

Выявляются все новые и новые, перспективные в научном и практическом отношениях аспекты и проблемы, которые мало учитывались или вообще не учитывались ранее, но которые вытекают из основных принципиальных положений этого научного направления.

На основе теоретических представлений в области региональной металлогении в различных геологических учреждениях успешно развиваются работы по составлению металлогенических и прогнозных карт, значение которых в повышении эффективности поисковых работ, особенно при поисках месторождений, не выходящих на поверхность, трудно переоценить.

Проверка, уточнение, совершенствование и дальнейшее развитие основных теоретических положений в области региональной металлогении осуществлялось в различных геологических условиях на территории СССР. Исследования советских геологов в области региональной металлогении получили широкую известность в зарубежных странах, где они встречены с большим интересом и также подвергались экспериментальной проверке.

Не имея возможности сделать сколько-нибудь полный обзор работ в этом направлении, мы ограничимся лишь некоторыми примерами, подтверждающими данное положение.

Канадские геологи применили принципы, разработанные школой ВСЕГЕИ, к изучению области канадских Аппалачей (Mc Cartney, Potter, 1962; Gill, 1963; Lang, 1960, 1961). В результате проведенных исследований они пришли к выводу, что распределение известных в этой области минеральных проявлений подтверждает закономерности, установленные советскими геологами. Эти исследователи полагают также, что некоторые не выявленные в Аппалачах рудные комплексы могут быть открыты в будущем и что теоретические основы металлогении, разработанные совет-

скими геологами, могут быть применены для анализа металлогении Кордильер и составления прогнозных карт канадской Арктики.

На основе этих же принципов, как известно, составлена металлогенически-минерагенетическая карта Индии в масштабе 1 : 2 000 000, изданная в 1964 г. (Ray, 1963). Близкие принципы используются при составлении международной металлогенической карты Европы (Legende ge la Carte..., 1964), металлогенических карт отдельных районов Чехословакии и т. д.

Накопленный за последние годы материал, а также результаты анализа составленных металлогенических карт, позволяют на новом уровне рассмотреть некоторые основные вопросы региональной металлогении, важные для дальнейшего направления исследований и имеющие практическое значение. Из этих вопросов в настоящей статье будут рассмотрены следующие:

1) о типах развития континентальной коры и связанной с этим металлогенической эволюции,

2) о типах металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон,

3) о цикличности в металлогеническом развитии,

4) о металлогенических эпохах,

5) о главнейших направлениях последующих металлогенических исследований.

О ТИПАХ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И СВЯЗАННОЙ С ЭТИМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Основные тенденции развития земной коры и связанной с этим металлогенической эволюции следующие: 1) неравномерная во времени и пространстве переработка базальтового слоя во взаимодействии с веществом верхней мантии, сопровождаемая дифференциацией вещества и образованием месторождений, являющихся производными базальтовой и перидотитовой магм; 2) прогрессирующее наращивание на базальтовом слое сиалической оболочки с образованием месторождений, связанных с базальтовой и гранитной магмами, а также процессами метаморфизма и ультраметаморфизма; 3) переработка и неравномерное изменение сиалического слоя в результате взаимодействия с веществом базальтового слоя, эндогенных процессов внутри сиалического слоя и взаимодействия его с гидросферой и атмосферой с образованием месторождений, обязанных взаимодействию различных геологических факторов и вследствие этого отличающихся большим разнообразием генетических и геохимических типов.

Можно говорить о трех главных, в известной степени автономных, типах геологического и металлогенического развития земной коры: 1) геосинклинально-складчатом, 2) платформенном и 3) глыбовом или активизации (дива). Эти типы развития сменяют друг друга в общей истории формирования континентальной коры и металлогенической эволюции крупных структурных ее элементов.

1. Геологическое и металлогеническое развитие геосинклинально-складчатых областей может рассматриваться в историческом аспекте трех порядков: а) в процессе направленного поступательно-усложняющегося мегацикличного и необратимого развития вещества земной коры от архея до кайнозоя включительно (закономерность первого порядка); б) в процессе возвратно-поступательного полицикличного развития земной коры в пределах тектоно-магматических мегациклов — архейского, протерозойского и послепротерозойского (закономерность второго порядка); в) в процессе направленного, стадийного и неравномерного формиро-

вания каждой геосинклинально-складчатой области в пределах одного тектоно-магматического цикла (закономерность третьего порядка). Главное внимание до сих пор, как известно, было уделено в основном выяснению закономерностей третьего порядка и преимущественно в пределах одного послепротерозойского мегацикла.

Закономерности первого и второго порядков, отражающие общую металлогеническую эволюцию в связи с развитием континентальной коры, изучены еще далеко недостаточно, но в общем виде освещались в трудах А. В. Пейве и В. М. Синицына (1950), И. Г. Магакьяна (1953, 1959), Г. А. Твалчрелидзе (1961), В. И. Смирнова (1962), В. Е. Хаина (1962), А. И. Семенова (1963, 1965), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1964), Е. Т. Шаталова (1965) и других исследователей. Большой фактический материал для территории СССР в этом отношении получен в связи с составлением обзорных металлогенических карт СССР, а также в процессе проводящихся непосредственных металлогенических исследований.

Каждый мегацикл в истории развития земной коры характеризуется закономерно изменяющимися особенностями геологического и металлогенического развития. В каждом мегацикле образуются своеобразные ассоциации элементов в промышленных концентрациях и определенные генетические типы месторождений. От более древних мегациклов к последующим уменьшается значение ультраметаморфических и метаморфических процессов и связанного с ними рудообразования, весьма интенсивного в позднем архее и раннем протерозое, и наоборот, усиливается магматизм и становятся разнообразнее проявления связанного с ним рудообразования.

Мало обоснованной представляется гипотеза, объясняющая отсутствие ряда крупных или вообще промышленных концентраций отдельных элементов в древних мегациклах большой глубиной эрозионного среза архейских и протерозойских структур.

На особенностях рудно-геохимической эволюции в процессе формирования складчатых областей разного возраста мы остановимся позднее.

2. В последние годы большое внимание было уделено изучению металлогении платформенных областей, что явилось важным шагом в развитии теории региональной металлогении, а также способствовало ускоренному расширению минерально-сырьевых ресурсов.

В отличие от складчатых областей (Старицкий, 1958, 1960, 1965а, б), платформенные участки земной коры достоверно известны лишь с нижнего протерозоя. С момента своего возникновения платформы развиваются направленно, но не циклично, причем тектоническое и металлогеническое развитие большинства платформ проходит более или менее по одному плану. В их развитии выделяются три стадии.

Первая стадия характеризуется преобладанием континентального режима и чрезвычайно медленным осадконакоплением. Магматизм проявлен слабо. Металлогеническое значение этой стадии сравнительно невелико.

Во второй стадии платформы северного и южного полушарий развивались по-разному. На платформах северного полушария устанавливается режим устойчивого медленного погружения, которое к концу стадии становится более интенсивным. На платформах южного полушария (Гондвана) в первой половине стадии осадки не отлагались; во второй половине началось усиленное погружение. Ко второй стадии приурочена наиболее активная магматическая деятельность на всех платформах и образование комплекса разнообразных эндогенных полезных ископаемых, связанных со щелочно-ультраосновной и основной (трапповой) формациями. В эту же стадию образуются многие важные в промышленном

отношении экзогенные (осадочные, инфильтрационные и остаточные) месторождения.

Для третьей стадии характерно резкое сокращение областей осадконакопления, усиление контрастности движений, образование глубоких впадин типа Прикаспийской, Вилюйской и др. Магматизм третьей стадии проявлен обычно слабо (щелочно-ультраосновной и трапповой формациями). Месторождения этой стадии преимущественно экзогенные; многие из них связаны с корами выветривания и россыпями.

Практически для всех платформ мира перечисленные стадии занимают в основном одни и те же промежутки времени: первая стадия — от нижнего протерозоя до начала палеозоя, вторая — от начала палеозоя до начала или середины мезозоя, третья — от начала (середины) мезозоя до конца кайнозоя.

3. Представления о третьем, глыбовом типе геологического и металлогенического развития земной коры стали складываться в последние годы. Этот тип развития (именуемый активизацией, ревивацией и дива) наиболее хорошо изучен на востоке Азии. Глыбовые структуры развиваются на различном в геолого-тектоническом отношении основании (платформы, области завершенной складчатости разного возраста). В настоящее время можно считать выясненным, что для них характерны глыбовые движения большой амплитуды, интенсивный интрузивный и эффузивный, преимущественно щелочной и кислый, магматизм и осадконакопление в приразломных прогибах и впадинах, а также ярко проявленные процессы рудообразования (редкие и цветные металлы, флюорит и др.).

По вопросу относительной автономности процессов активизации не существует единого мнения. Одни исследователи полагают, что этот тип развития — вполне самостоятельный, не зависящий от влияния развивающихся по соседству геосинклинальных зон (Белоусов, 1962; Масайтис, Старицкий, 1962—1964; Щеглов, 1964; Комаров и др., 1964).

Другие исследователи, выделяя этот тип развития и связанные с ним процессы рудообразования, усматривают влияние соседних более молодых геосинклинальных зон (Тихоокеанской и Средиземноморской). В числе сторонников этой гипотезы М. С. Нагибина (1962), Е. А. Радкевич (1962), А. И. Семенов и др.

В областях активизации магматизм и минеральные месторождения близки по своему характеру таковым поздних и конечных этапов развития подвижных (геосинклинальных) поясов (по Ю. А. Билибину). Черты различия еще не выяснены, хотя они несомненно должны существовать.

Следовательно, в отношении металлогении третьего, глыбового типа развития земной коры существует много дискуссионных и недостаточно еще разработанных вопросов, имеющих принципиальное значение. Неоспоримо наличие этого типа геологического и металлогенического развития, что вносит существенные коррективы в ранее сложившиеся представления о типах и особенностях металлогенического развития земной коры.

ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ (МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ) ЗОН

При металлогеническом районировании обширных территорий сложного геологического строения целесообразно выделять рудоносные площади различных порядков и в определенном соподчинении. Наиболее крупная таксономическая единица в складчатых областях — планетарный металлогенический пояс (Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Тянь-Шанский), который расчленяется на металлогенические провинции. В пределах последних выделяются металлогенические зоны; частями их являют-

ся рудные районы и рудные узлы. Наименьшая таксономическая единица при металлогеническом районировании — рудное поле.

Наиболее важные единицы металлогенического районирования — металлогенические провинции и структурно-металлогенические зоны.

Долгое время существовали серьезные расхождения в представлениях о металлогенических провинциях. Эти расхождения сохранились в известной мере до сих пор (Великий, 1961). Принципы выделения металлогенических провинций с различных позиций рассматривали многие, в основном советские, исследователи (В. И. Смирнов, 1959, 1962; Абдуллаев, 1964; Радкевич, 1960; Твалчрелидзе, 1960; Семенов, 1963; Шаталов, 1959, 1965; Харкевич, 1960, 1963 и др.).

В согласии с основными положениями В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и других советских исследователей в области региональной металлогении, следует считать, что *металлогеническая провинция представляет собой обширный складчатый или платформенный участок земной коры определенного периода и типа направленного металлогенического развития с характерными для него ассоциациями месторождений полезных ископаемых.* Примеры металлогенических провинций: Уральская, Южно-Тянь-Шанская, Алтае-Саянская, Верхояно-Чукотская, Тунгусская, Якутская.

В основу выделения типов металлогенических провинций в складчатых областях могут быть положены следующие критерии: 1) особенности состава и строения коры, на которой формировалась складчатая область; строение и состав земной коры в период, предшествующий активному геосинклинальному развитию, предопределяют тип тектоно-магматического развития, характерные черты осадконакопления, петрохимические особенности магматизма и, следовательно, металлогенический облик отдельных провинций; 2) положение формирующейся складчатой области определенного периода развития по отношению к древним длительно стабильным океаническим плитам с базальтовым слоем, древним длительно стабильным материковым платформам и областям завершенной складчатости с сиалическим слоем различной мощности; 3) особенности осадконакопления, магматизма, метаморфизма, складчатых и разрывных дислокаций, а также процессов рудообразования и типов месторождений в отдельные этапы развития подвижных поясов и областей.

В основу выделения типов металлогенических провинций на платформах (для платформенного чехла) должны быть положены следующие критерии: 1) возраст и состав пород, слагающих фундамент; 2) интенсивность магматических проявлений (платформенных стадий развития); 3) особенности осадконакопления в зависимости от палеогеографических факторов; 4) степень влияния прилегающих подвижных областей.

Совершенно очевидно, что названия типов металлогенических провинций должны определяться рудно-геохимическими особенностями каждого из них. Однако имеющиеся в настоящее время варианты таких названий недостаточно удовлетворительны с точки зрения научных и прежде всего геохимических принципов. Вследствие этого временно, до более полной разработки этого вопроса, в основу названий типов металлогенических провинций положены предложенные Е. А. Радкевич (1960), Е. Т. Шаталовым (1961, 1965), А. И. Семеновым (1963) и другими исследователями петрохимические особенности магматизма и метаморфизма, определяющие в основном металлогенический облик провинций в отношении эндогенного и метаморфогенного оруденения. Одновременно мы сохраняем также ранее предложенные (Семенов, 1963) географические названия.

На основе указанных принципов в складчатых областях на территории СССР выделяются следующие типы и подтипы металлогенических

Таблица 1

Типы металлогенических провинций на территории СССР

Элементы и минералы	В складчатых областях									На платформах			
	Ультраметаморфический фемический			Метаморфический сиалическо-фемический	Фемический	Сиалическо-фемический	Фемическо-сиалический	Сиалический	Щелочно-фемическо-сиалический	Щелочно-фемический			
										с интенсивным проявлением магматизма		с менее интенсивным проявлением магматизма	
	алданский подтип	украинский подтип	балтийский подтип							Тунгусский подтип	Якутский подтип	Московский подтип	Западно-Сибирский подтип
Ведущие	Железо (мт, с), флогопит (мт), золото (г) *	Железо (мт)	Железо (мт, м), титан (м)**, медь (м), никель (м), алюминий (мт), мусковит (п, мт), фосфор-апатит (м) **, нефелин (м, к) **, ниобий (м) **	Золото (г, о), титан (м), мусковит (п., мт), медь (о), железо (мт)	Железо (м, с, о), хром (м), платина (м), никель (в), медь (м, клч)	Железо (с), титан (м), золото (г, клч), медь (г, клч), фосфор (о, г), ванадий (о)	Свинец (г, с, клч), цинк (г, с, клч), медь (г, клч, о), серебро (г, клч), вольфрам (г), молибден (г), золото (г)	Золото (г), олово (г), вольфрам (г), бор (г, с)	—	Никель (м), медь (м), железо (г, с)	Алмазы (м)	Алюминий бокситы (о, в), железо (о, в), марганец (о)	Железо (о, в), алюминий – бокситы (о, в)
Характерные	Титан (м, к)	Титан (м), цирконий (к)	Кобальт (м), редкие земли (п, к) **, флогопит (к) **, литий (п, мт)	Алюминий (мт), свинец (г), цинк (г), редкие земли (п, мт, м), магнетит (мт)	Кобальт (в), цинк (клч), молибден (г), золото (г), асбест (г), фосфор (м), ртуть (г), сурьма (г), алюминий — бокситы (о)	Молибден (г, о), кобальт (г), свинец (клч, г), цинк (клч, г), барий (г), редкие земли (м, п), ниобий (п, г), нефелин (м), алюмокварциты (г), ртуть (г), сурьма (г)	Алюмокварциты (г), бериллий (п, г), висмут (г), мышьяк (г, с), ртуть (г), сурьма (г), железо (о, с), марганец (о)	Молибден (г), свинец (г), цинк (г), флюорит (г) *, сурьма (г) *, ртуть (г) *	Свинец (г), цинк (г), ртуть (г)	Кобальт (м), платина (м), графит (мт), исландский шпат (г)	Фосфор-апатиты (м, о), ниобий (к), тантал (к), железо (к), титан (к), нефелин (м), флогопит (к)	Медь (о), титан (р)	Титан (р), цирконий (р), алмазы (р)
Подчиненные	Флюорит (г) *, молибден (г) *, платина (м) **	Хром (м), никель (в), кобальт (в)	Платина (м), молибден (г), олово (г), свинец, колчеданы (г), цинк, бериллий (п, мт)	Хром (м), никель (в), редкие металлы (п)	Вольфрам (г, п), свинец (г, клч)	Хром (м), никель (в), кобальт (в), платина (м), вольфрам (г), олово (г, п)	Олово (п, г), тантал (п), ниобий (г), цезий (п), литий (п), хром (м), никель (в)	Кобальт (г), висмут (г), серебро (г), мышьяк (г), железо (о), медь (г)	Сурьма (г), медь (г, м), никель (м)	Стронций (г), барий (г), свинец (г), цинк (г)	—	Свинец (?), цинк (?)	Фосфор — фосфориты (о), сера (о)

* Минерализация в зонах активизации. ** Минерализация платформенной стадии развития в складчатых областях.

Буквы в скобках — главные типы месторождений: (мт) — метаморфогенный, (м) — магматический, (п, мт) — пегматитовый, метасоматический, (п) — пегматитовый гранитный, (с) — скарновый, (клч) — колчеданный, (г) — гидротермальный, (к) — карбонатитовый, (о) — осадочный, (в) — выветривания, (р) — россыпи.

провинций: 1) ультраметаморфический фемический с подтипами: алданским, украинским и балтийским; 2) метаморфический сиалическо-фемический (байкальский); 3) фемический (уральский), который целесообразно разделить на два подтипа — уральский и тихоокеанский; 4) сиалическо-фемический (казахстано-алтае-саянский); 5) фемическо-сиалический (тяньшанский); 6) сиалический (дальневосточный); 7) щелочно-фемическо-сиалический (таймырский). Эти типы и их металлогеническая характеристика по ассоциациям ведущих, характерных и подчиненных элементов в промышленных концентрациях, а также по генетическим типам этих концентраций, приведены в табл. 1.

На территории СССР не представляется возможным разделить металлогенические провинции архейского и протерозойского мегациклов и тем более сделать это внутри каждого из мегациклов из-за недостаточной еще изученности геологии и металлогении древних складчатых областей и существенной, как правило, переработки архейских складчатых сооружений в протерозое.

В трех подтипах металлогенических провинций древних складчатых областей (архейско-протерозойских) геологическое и металлогеническое развитие было неодинаковым и вследствие этого их металлогенический облик различен. Эти различия обусловлены также, в известной степени, неодинаковым временем наступления в них платформенного режима, т. е. различной длительностью формирования складчатых структур (формирование складчатых структур Украинской провинции завершилось в нижнем протерозое, Карело-Кольской в среднем протерозое и т. д.).

В геологических образованиях архейского мегацикла распространены полезные ископаемые преимущественно метаморфогенного генезиса (железо, алюминий, метасоматические пегматиты со слюдой или редкоземельной минерализацией и некоторые другие). В этих образованиях устанавливается относительно слабое проявление интрузивного магматизма (основные и ультраосновные магмы). Гранитоиды, широко распространенные среди этих образований, ультраметаморфического происхождения (метасоматические и палингенные граниты).

В ранний период протерозойского мегацикла во всех трех подтипах провинций наследуются многие особенности металлогении архейского мегацикла, но отмечается бóльшая интенсивность рудообразующих процессов. Так, например, на территории СССР в раннем протерозое образовались крупнейшие метаморфогенные железорудные месторождения формации железистых кварцитов. Более разнообразная, преимущественно редкометальная минерализация отмечается в метасоматических пегматитах (Карелия и Кольский полуостров, Алданский щит и др.). Увеличилась роль высокоглиноземной минерализации в метаморфических сланцах.

В более поздние периоды развития докембрийских провинций происходила еще бóльшая дифференциация условий осадконакопления и значительно интенсивнее в различных формах проявился геосинклинальный магматизм (магматические породы основного и кислого состава). Таким образом, в протерозойском мегацикле сформировались многочисленные и разнообразные месторождения полезных ископаемых, имеющие важное народнохозяйственное значение. Наряду с метаморфогенными месторождениями характерны также магматические (например, титаномагнетитовые, медно-никелевые и некоторые другие), пегматитовые (слюды), менее характерны колчеданные и скарновые и еще менее — гидротермальные месторождения.

В пределах докембрийских металлогенических провинций выделяются обширные зоны, в которых проявились тектонические и магматические процессы и связанное с ними рудообразование платформенных стадий

развития или активизации в более поздние геологические эпохи. С этими процессами связано образование ряда месторождений полезных ископаемых, не свойственных периоду формирования складчатых структур, что в значительной степени усложняет их металлогенический облик (золоторудная, флюоритовая и молибденовая минерализации в зонах активизации Алданской провинции, разнообразная верхнепротерозойская — палеозойская минерализация платформенной стадии развития в Карело-Кольской провинции и т. д.).

Относительно более разнообразна минерализация, свойственная металлогеническим провинциям метаморфического сиалическо-фемического (байкальского) типа. К нему отнесены Горно-Байкальская, Восточно-Саянская и Енисейская провинции в обрамлении Сибирской платформы, а также байкалиды Урала. Формирование складчатых структур в этих провинциях завершилось в конце протерозоя — начале палеозоя. В их пределах располагаются также значительные блоки архейских и раннепротерозойских образований со свойственной последним минерализацией.

Следовательно, формирование металлогенических провинций этого типа было очень длительным и сложным. Характерными полезными ископаемыми в них следует считать титан, золото, никель, медь, железо, алюминий, свинец, магнезит, мусковит и некоторые другие.

В послепротерозойских складчатых областях по особенностям магматизма и металлогении выделяются, как указывалось, пять типов металлогенических провинций:

Фемический (уральский) тип, к которому отнесены Уральская, Малокавказская и Притихоокеанская провинции. Первая относится к первому подтипу, а две другие — ко второму. Все они формировались на контрастном сочленении материковых платформ или областей завершенной складчатости с мощным сиалическим слоем и океанической, в основном базальтовой корой. Для провинций этого типа особенно характерно проявление протяженных глубинных разломов, контролирующих размещение рудоносных с Pt, Fe, Ti, Ni, Co, Cu ультраосновных и основных интрузий, а также вулканогенных образований (спилит-кератофировой формации) с интенсивно проявленной колчеданной минерализацией.

Сиалическо-фемический (казахстано-алтае-саянский) тип, к которому относится Казахстанская, Северо-Тянь-Шанская, Алтае-Саянская и Западно-Забайкальская провинции. Эти провинции формировались в удалении от материковых платформ на неоднородном, существенно базальтовом, основании. Для них свойственно проявление преимущественно железорудной, титановой, колчеданной, медной, полиметаллической, ванадиевой, фосфорной и золоторудной минерализации.

Фемическо-сиалический (тянь-шанский) тип, к которому отнесены Южно-Тянь-Шанская, Джунгаро-Балхашская и Иртыш-Зайсанская провинции. Они формировались в унаследованных прогибах с незавершенной, частично завершенной складчатостью в областях более ранней стабилизации с относительно мощным сиалическим слоем и характеризуются интенсивным проявлением редкометальной, медной, полиметаллической, сурьмяно-ртутной, золотой и других типов минерализации.

Сиалический (дальневосточный) тип, к которому отнесены Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алиньская и Забайкальская провинции, сформировавшиеся на разнородном в геолого-тектоническом отношении основании с мощным сиалическим слоем. Провинции этого типа характеризуются интенсивным проявлением золото-редкометальной, полиметаллической и других типов минерализации.

Щелочно-фемическо-сиалический (таймырский) тип. К нему отнесены Таймырская и Донбасская провинции, возникшие в пределах древних платформ с чехлом осадочных отложений и умеренно мощным сиалическим слоем. Для этих провинций характерно проявление в основном полиметаллической, ртутной и медной минерализации различной интенсивности.

В провинциях послепротерозойского мегацикла широко распространены многие виды минерального сырья, которые были не свойственны или мало свойственны металлогеническим провинциям более древних мегациклов. К числу таких полезных ископаемых, характерных в основном только для послепротерозойских металлогенических провинций, относятся Sn, W, Sb, Hg, As, Mo, Ba, CaF_2. Заметно увеличилась роль также Pb, Zn, Ag. Большое значение месторождений Fe, Ti, Cr, Ni сохраняется лишь в уральском и казахстано-алтае-саянском типах послепротерозойских провинций.

От фемического типа послепротерозойских металлогенических провинций к последующим (в перечисленном порядке) уменьшается интенсивность проявления магм ультраосновного и основного состава и существенно увеличивается роль магм кислого состава. В соответствии с этим изменяется и металлогенический облик провинций. Одновременно в том же направлении уменьшается значение собственно магматических и скарновых месторождений и увеличивается роль гидротермальных месторождений различных полезных ископаемых. Для всех послепротерозойских провинций мало характерны метаморфогенные месторождения.

Интенсивные процессы рудообразования в большинстве типов металлогенических провинций послепротерозойского мегацикла, а также в провинциях более древних мегациклов проявлялись многократно, в разные стадии их направленного развития. Так, например, в Уральской (палеозойской) металлогенической провинции особенно интенсивные процессы рудообразования проявились в силуре и девоне, т. е. в стадию общих нисходящих движений в геосинклинальной системе, а также в карбоне. В поздние стадии развития, соответствующие концу палеозоя, интенсивность процессов рудообразования была значительно слабее. В провинциях тяньшанского типа интенсивное рудообразование связано со стадией главных фаз складчатости и с поздними стадиями периода консолидации складчатых структур. В ранние стадии рудообразование проявилось в несколько ослабленной форме, а интенсивно лишь в некоторых провинциях этого типа (Иртыш-Зайсанская).

В указанной в табл. 1 последовательности типов металлогенических провинций закономерно увеличивается значение магматизма и эндогенного рудообразования стадий общих восходящих движений и главных фаз складчатости, а также позднеорогенных стадий.

Нужно отметить, что сопоставимые стадии развития в разных типах металлогенических провинций различаются как по длительности, так и по интенсивности, полноте и разнообразию форм проявления магматизма и рудообразования. По магматизму и эндогенному рудообразованию некоторые соответственные стадии развития в отдельных типах провинций несопоставимы (например, начальные и ранние стадии, а также поздние стадии уральского и дальневосточного типов).

Принципы выделения металлогенических провинций на платформах до последнего времени были мало разработаны, и провинции здесь не выделялись. На основании исследований, выполненных в последние годы, и анализа металлогенических карт платформенных областей предварительно можно выделить один главный тип металлогенических провинций — щелочно-фемический с подразделением его на два подтипа, существенно

различающихся по интенсивности проявления магматизма и эндогенного рудообразования: 1) с интенсивным проявлением магматизма и эндогенного рудообразования и 2) со слабым их проявлением.

Первый подтип провинций по особенностям проявления магматизма и металлогении разделяется на тунгусский и якутский разновидности. Для первой из них (Тунгусская провинция Сибирской платформы) характерны месторождения никеля, меди, железа, свинца, цинка, исландского шпата и некоторых других полезных ископаемых, связанных с трапповым магматизмом, проявившимся в различных формах в синеклизах второй стадии развития платформ. Якутская разновидность (Якутская провинция Сибирской платформы) характеризуется в основном наличием алмазов, связанных с кимберлитами, а также редкометальной минерализацией, связанной со щелочными ультраосновными интрузиями и карбонатитами. Провинции этой разновидности приурочены к антеклизам и выступам кристаллического фундамента.

Второй подтип провинций (со слабым проявлением платформенного магматизма) характеризуется широким распространением полезных ископаемых экзогенного происхождения (осадочных, выветривания и некоторых других типов), образование которых, особенно рудных, находится в тесной зависимости от состава пород фундамента. Месторождения эндогенного происхождения, связанные с магматизмом, для этого типа провинций нехарактерны. Он разделяется также на две разновидности: московскую (Московская провинция Русской платформы, Ангаро-Ленская — Сибирской) и западно-сибирскую (Западно-Сибирская провинция, Вилюйская провинция Сибирской платформы и др.), различающиеся по особенностям экзогенной минерализации, возрасту и составу пород фундамента, т. е. по тем главным классификационным критериям, которые были перечислены ранее.

Исследованиями последних лет выяснено, что каждому типу металлогенических провинций и в складчатых областях и на платформах свойствен определенный ряд структурно-металлогенических зон, в совокупности определяющих металлогенический облик провинций. Для металлогенических провинций в складчатых областях в настоящее время выделяются 26 главных типов структурно-металлогенических зон. Их ассоциации и значение в отдельных типах металлогенических провинций отражены в табл. 2, из которой видно, что каждый тип провинций характеризуется обычно сочетанием от 5—6 до 10—12 металлогенических зон, из которых 3—5 зон, редко более, определяют металлогенический облик провинций.

Предлагаемый вариант типизации металлогенических зон включает по сравнению с ранее разработанным и опубликованным почти десять лет назад первым вариантом (А. И. Семенов, см. «Общие принципы...», 1957) ряд новых принципиально важных типов. К числу их относятся типы металлогенических зон, полезные ископаемые которых в своем происхождении тесно связаны с различными фациями метаморфизма осадочных и вулканогенных пород (железо, высокоглиноземистое сырье, метасоматические слюдоносные пегматиты, флогопитовая минерализация), а также типы зон, в пределах которых широко распространены различные полезные ископаемые, парагенетически связанные с вулканогенными и вулканогенно-интрузивными формациями в позднеорогенных приразломных прогибах складчатых областей, в зонах активизации (дива) и в пограничных палеовулканических поясах между разновозрастными складчатыми областями. Все это несомненно расширяет перспективы практического использования разрабатываемой типизации металлогенических зон.

Впервые намечены типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон и площадей минерализации для провинций на платформах,

Таблица 2

Главные типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон, их ассоциации и значение в отдельных типах металлогенических провинций складчатых областей СССР

Номер металлогенической зоны*	Типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон	Тип металлогенической провинции									Преимущественная принадлежность к стадиям развития провинций
		ультраметаморфический фемический; подтип			метаморфический сиалическо-фемический (байкальский)	фемический (уральский)	сиалическо-фемический (казахстано-алтае-санский)	фемическо-сиалический (тяньшанский)	сиалический (дальневосточный)	щелочно-фемическо-сиалический (таймырский)	
		алданский	украинский	балтийский							
1	Метасоматических месторождений пегматитов с мусковитом, редкометальной минерализацией в зонах гранулитовой фации метаморфизма . . .	××××	××	××××	××××	—	—	—	—	—	Начальные и ранние, редко — средние стадии
2	Метаморфогенных силлиманит-кианитовых сланцев (иногда с Ti) в зонах амфиболитовой фации метаморфизма	××	××	××××	××××	—	—	—	—	—	
3	Полигенетических (существенно метаморфогенных) железорудных и марганцево-железорудных месторождений формации железистых кварцитов в зонах эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации метаморфизма	××××	××××	××××	—	—	—	—	—	—	
4	Полигенетических флогопитовых и магнетит-людвигитовых месторождений в зонах амфиболитовой фации метаморфизма	××××	?	?	—	—	—	—	—	—	
5	Магматических титановых и железо-титановых месторождений, связанных с габбро-анортозитовой формацией	××	××××	××	××××	—	—	—	—	—	
6	Колчеданных, медно-колчеданных и колчеданного типа полиметаллических месторождений в спилит-кератофировой формации начальных и раннегеосинклинальных прогибов		?	××	××	××××	××××	××	—	—	
7	Магматических (хромитовых) и других типов месторождений (асбест, тальк, Ni, Co, магнезит), связанных с формацией ультраосновных интрузий в зонах глубинных разломов на сочленении структур различной мобильности	?	××	××	××	××××	××	××	—	—	

* См. карту — Приложение в конце книги.

×××× — главные типы зон, определяющие металлогенический облик провинций; ×× — типы зон, менее характерные для провинций.

Таблица 2 (продолжение)

Номер металлогенической зоны	Типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон	Тип металлогенической провинции									Преимущественная приналежность к стадиям развития провинций
		ультраметаморфический фемический; подтип			метаморфический сиалическо-фемический (байкальский)	фемический (уральский)	сиалическо-фемический (казахстано-алтае-саянский)	фемическо-сиалический (тяньшанский)	сиалический (дальневосточный)	щелочно-фемическо-сиалический (таймырский)	
		алданский	украинский	балтийский							
8	Магматических железо-титановых, титановых и платиновых месторождений, связанных с габбро-перидотитовой формацией в зонах глубинных разломов	—	××	×××	××	××××	?	?	—	—	Начальные и ранние, редко — средние стадии
9	Магматических кобальт-медно-никелевых сульфидных месторождений, связанных с формацией ультраосновных и основных интрузий в древних складчатых областях	—	?	××××	?	—	—	—	—	—	
10	Полигенетических сидеритовых, магнезитовых и тальковых месторождений в геосинклинальной кремнисто-карбонатной формации . . .	—	—	—	××××	××××	—	?	—	—	
11	Осадочных молибден-ванадиевых и фосфорных месторождений в раннегеосинклинальных кремнисто-сланцевых и карбонатных формациях	—	—	—	—	?	××××	—	—	—	
12	Контактово-метасоматических (скарновых) железорудных и гидротермальных золоторудных месторождений, связанных с габбро-плагиогранитной формацией	—	—	—	—	—	××××	—	—	—	
13	Контактово-метасоматических (скарновых) редкометальных (W, Mo и др.) месторождений, связанных с формацией умереннокислых гранитов в интрагеосинклинальных прогибах . . .	—	—	—	—	××	××	××××	—	—	Средние стадии
14	Гидротермальных (высокотемпературных) и пегматитовых редкометальных месторождений, генетически связанных с формацией ультракислых калиевых гранитов в складчатых структурах на месте интрагеосинклиналей и в складчатых структурах рамы	—	—	—	—	××	××××	××××	××××	—	

Таблица 2 (продолжение)

Номер металлогенической зоны	Типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон	Тип металлогенической провинции									Преимущественная принадлежность к стадиям развития провинций
		ультраметаморфический фемический; подтип			метаморфический сиалическо-фемический (байкальский)	фемический (уральский)	сиалическо-фемический (казахстано-алтаесаянский)	фемическо-сиалический (тянь-шанский)	сиалический (дальневосточный)	щелочно-фемическо-сиалический (таймырский)	
		алданский	украинский	балтийский							
15	Гидротермальных золоторудных месторождений, парагенетически связанных с малыми предбатолитовыми интрузиями диоритов . . .	—	—	—	—	—	—	—	××××	—	Средние стадии
16	Гидротермальных золоторудных и других месторождений, связанных с формацией синорогенных интрузий гранитоидов	—	—	—	××××	××××	××××	××××	××××	—	
17	Контактово-метасоматических (скарновых) железорудных и других типов месторождений, связанных с андезит-диоритовой вулканогенно-интрузивной формацией в орогенных и позднеорогенных прогибах	—	—	—	—	××××	××××	××		—	
18	Гидротермальных полиметаллических, молибденовых, медных, высокоглиноземистых, золоторудных, флюоритовых и других месторождений, парагенетически связанных с андезит-диоритовой, липаритовой и липарит-гранитной вулканогенными и вулканогенно-интрузивными формациями в позднеорогенных приразломных прогибах и в пограничных палеовулканических поясах между разновозрастными складчатыми областями	—	—	—	××	?	××××	××××	××××	—	Поздние и конечные стадии и зоны активизации
19	Гидротермальных сульфидно-золоторудных месторождений, парагенетически связанных с позднеорогенной формацией малых диоритовых интрузий, контролируемых разломами в пределах геоантиклинальных поднятий	—	—	—	—	—	××××	—	—	—	

Таблица 2 (окончание)

Номер металлогенической зоны	Типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон	Тип металлогенической провинции									Преимущественная принадлежность к стадиям развития провинций
		ультраметаморфический фемический; подтип			метаморфический сиалическо-фемический (байкальский)	фемический (уральский)	сиалическо-фемический (казахстано-алтае-саянский)	фемическо-сиалический (тянь-шанский)	сиалический (дальневосточный)	щелочно-фемическо-сиалический (таймырский)	
		алданский	украинский	балтийский							
20	Гидротермальных серебро-свинцово-цинковых и сульфидно-касситеритовых месторождений, парагенетически связанных с различными по составу магматическими породами позднеорогенной стадии развития	—	—	—	—	—	—	?	××××	?	Поздние и конечные стадии и зоны активизации
21	Гидротермальных молибденовых, золоторудных, флюоритовых, мышьяково-сурьмяно-ртутных и других месторождений, парагенетически связанных с трахиандезитовой, трахилипаритовой и трахит-сиенитовой вулканогенно-интрузивными формациями в областях и зонах активизации	××××	—	—	—	—	—	—	××××	—	
22	Гидротермальных сурьмяно-ртутных месторождений в зонах глубинных разломов длительного развития	—	—	—	—	××	××××	××××	××××	××××	
23	Меденосных песчаников в прибрежно-морских и континентальных терригенных формациях внешних зон геосинклинальных областей, в субгеосинклинальных наложенных структурах и в краевых прогибах	—	—	—	××××	?	××	××××	—	—	
24	Свинцово-цинковых месторождений (телетермальных?) в карбонатных породах субгеосинклинальных наложенных структур	—	—	—	—	?	—	××××	—	—	
25	Осадочных (вулканогенно-осадочных) железорудных, железо-марганцевых и марганцевых месторождений в терригенных отложениях субгеосинклинальных наложенных структур . . .	—	—	—	—	—	—	××××	—	—	
26	Гидротермальной полиметаллической, сурьмяно-ртутной и другой минерализации в неясной связи с магматическими породами . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	××××	

Таблица 3

Главные типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон и площадей минерализации на платформах

Номер металлогенической зоны *	Типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон и площадей минерализации	Типы и подтипы металлогенических провинций			
		Щелочно-фемический тип			
		с интенсивным проявлением магматизма и эндогенного рудообразования		с относительно слабым проявлением магматизма и эндогенного рудообразования	
		Тунгусский подтип	Якутский подтип	Московский подтип	Западно-Сибирский подтип
I	Магматических кобальт-медно-никелевых с платиноидами месторождений, связанных с дифференцированными интрузиями трапповой формации (интрузии повышенной магнезиальности и сернистости) и приуроченных к перикратонным областям	××××	—	—	—
II	Гидротермальных железорудных, свинцово-цинковых, иногда графитовых месторождений, связанных с дифференцированными интрузиями трапповой формации (интрузии повышенной железистости или щелочности) и приуроченных к зонам разломов на окраинах крупных тектонических структур	××××	—	—	—
III	Гидротермальных низкотемпературных месторождений исландского шпата, барита, целестина, связанных с трапповой формацией (ее эффузивной фацией)	××××	—	—	—
IV	Магматических и гидротермальных апатитовых, нефелиновых, железо-титановых, титановых редкометальных, флогопитовых месторождений нередко в карбонатитах, связанных с центральными интрузиями щелочно-ультраосновной формации**	—	××××	—	—
V	Магматических месторождений алмазов, связанных с кимберлитовой субформацией щелочно-ультраосновной формации	××	××××	—	—
VI	Осадочных и остаточных месторождений бокситов, связанных с формацией кор выветривания (в том числе переотложенных)	××	—	××	××××
VII	Осадочных месторождений железа и марганца, связанных с терригенными и реже терригенно-карбонатными формациями	××	—	××	××××
VIII	Остаточных месторождений железа, связанных с формацией кор выветривания (преимущественно железистых кварцитов)	—	—	××××	—
IX	Осадочных месторождений фосфоритов, связанных с терригенно-карбонатной и песчанистой терригенной формациями	××	—	××	××××
X	Осадочных месторождений меди, свинца, цинка, связанных с пестроцветной, терригенно-карбонатной и карбонатной формациями	××	—	××××	—
XI	Месторождения золота, платины, ильменита, циркона, алмазов и др., связанных с четвертичными и ископаемыми россыпями	—	?	?	××××

* См. карту — Приложение в конце книги. ** Встречаются также в металлогенических ультраметаморфических фемических провинциях алданского и балтийского подтипов в платформенной стадии их развития. ×××× — главные типы зон, определяющие металлогенический облик провинций; ×× — типы зон, менее характерные для провинций.

связанные с развитием платформенного чехла и платформенным магматизмом. Намечено 11 типов металлогенических зон и площадей минерализации, которые перечислены в табл. 3.

Таким образом, анализ металлогенических карт территории СССР и отдельных ее частей, а также материалов, положенных в их основу, позволил разработать один из возможных предварительных вариантов классификации типов металлогенических провинций и определяющих их облик структурно-металлогенических зон. Этот вариант классификации, в основу которого положен принцип направленного геологического и металлогенического развития в зависимости от сочетания различных перечисленных выше геологических факторов, отражен в табл. 2 и 3 и на прилагаемой схеме пространственного размещения провинций и зон на территории СССР (см. Приложение в конце книги).

Совершенно ясно, что этот вариант классификации еще требует дальнейшей разработки, уточнения и решения еще многих вопросов, остающихся недостаточно ясными, мало разработанными и дискуссионными.

О НАПРАВЛЕННОСТИ И ЦИКЛИЧНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Вопросы направленности и цикличности в формировании металлогенических провинций имеют большое принципиальное значение. По ним уже длительное время ведутся дискуссии. В зависимости от тех или иных представлений по этим вопросам может быть дана различная оценка перспектив выявления тех или иных видов минерального сырья в конкретных регионах. В настоящее время можно считать установленным и, в сущности, общепризнанным направленное стадийное развитие в процессе формирования как складчатых областей, так и платформ.

В складчатых областях обычно отчетливо устанавливается стадийность в геологическом и металлогеническом развитии в пределах определенного периода или цикла развития. Стадии такого направленного развития, характеризующиеся неповторимыми геологическими явлениями, в том числе периодически возникающими различными ассоциациями рудных месторождений, не могут быть названы циклами развития. Об этом совершенно очевидном положении можно было бы и не упоминать, если бы отдельные исследователи, рассматривая вопросы о цикличности в геологическом и металлогеническом развитии, не принимали стадии единого направленного развития за циклы.

Так, например, В. А. Кузнецов (1957, 1960, 1963) для Горного Алтая выделяет три цикла — салаирский, каледонский и герцинский, которые, как показывают фактические данные, являются именно закономерными стадиями развития каледонской складчатости и на территории Горного Алтая, и в пределах всей Алтае-Саянской складчатой области. Первая из них (салаирский цикл по В. А. Кузнецову) соответствует в основном кембрию и частично позднему докембрию. Она характеризуется процессами общего прогибания и заложением глубинных разломов с накоплением мощных толщ карбонатных, вулканогенных и частично терригенных образований, а также интрузиями ультраосновного, основного и плагиогранитного состава, являющимися производными базальтовой магмы. В эту стадию образовались колчеданные и колчеданного типа полиметаллические, баритовые, а также скарновые железорудные, магматические титаномагнетитовые, скарновые и гидротермальные золоторудные месторождения. Для следующей стадии (каледонский цикл по В. А. Кузнецову), соответствующей ордовику и частично силуру, характерно накопление в обособившихся интрагеосинклинальных прогибах преимущественно морских

терригенных отложений, а также внедрение гранитов, с которыми генетически связана редкометальная минерализация, проявленная относительно слабо. Для поздней стадии развития (девон) характерно проявление наземного вулканизма и накопление молассовых, реже — другого типа отложений в приразломных прогибах и межгорных впадинах. К этому времени относится образование некоторых железорудных, свинцово-цинковых, кобальтовых и других месторождений. Как видно, какой-либо повторяемости геологических явлений здесь нельзя усмотреть. Устанавливается отчетливая направленность.

Следовательно, цикличность в геологическом и металлогеническом развитии здесь приходится категорически отрицать. К сожалению, примеры такого толкования цикличности не единичны.

Рассматривая вопрос о направленности в металлогеническом развитии, нельзя не отметить и второе, очень важное обстоятельство, на которое в свое время справедливо указал Н. С. Шатский (1960). Формирование каледонских и герцинских металлогенических провинций как на территории СССР, так и в Западной Европе отражает одновременно и цикличность в определенном смысле и общую направленность в развитии. Если в каледонидах наиболее ярко проявлены длительно развивающиеся начальные и ранние стадии, сравнительно слабее средние и обычно интенсивно поздние, то в герцинидах, развивавшихся на территориях с незавершенной каледонской складчатостью, ранние стадии развития проявлены несравненно слабее, очень интенсивно средние, поздние и конечные. Здесь устанавливается некоторая повторяемость геологических и металлогенических явлений и в то же время отчетливо проявленная общая направленность от цикла к циклу.

На редуцированность, ослабленность заключительных стадий развития более раннего тектоно-магматического цикла и начальных стадий в более позднем цикле при полицикличном развитии ряда областей обращал внимание В. Е. Хаин (1962).

В металлогеническом развитии земной коры существует, как было сказано, направленность еще более общего порядка, которая изучена пока недостаточно, но наличие которой не вызывает сомнений. Различия в геологическом строении и особенно в металлогении древнейших и послепротерозойских складчатых сооружений нельзя объяснить только различной глубиной эрозионного среза, хотя это и имеет значение.

Многие исследователи, разбирая вопросы цикличности в металлогеническом развитии, придают главное значение времени проявления отдельных циклов. Например, каледонский цикл условно ограничивается интервалом от начала палеозоя до среднего девона включительно, герцинский — от среднего девона до конца палеозоя — начала мезозоя, киммерийский — от начала мезозоя до верхнего мела и т. д. Такое деление признается общепланетарным (Магакьян, 1959 и др.). При таком чисто хронологическом понимании циклов любая складчатая область или металлогеническая провинция может считаться полицикличной, что и принимают в своих построениях некоторые исследователи-металлогенисты. Между тем на основании большого фактического материала по истории формирования складчатых областей Н. С. Шатский (1939), А. Я. Яншин (1962) и другие исследователи убедительно опровергают представления об общепланетарных циклах тектоно-магматического развития приблизительно одинаковой продолжительности. Справедливость этого можно показать на следующих примерах. Каледониды Казахстана формировались от позднего протерозоя до девона включительно, герциниды Урала — от начала ордовика или позднего кембрия до перми включительно, герциниды Иртыш-Зайсанской области — от начала или середины девона до перми и т. д.

Следовательно, приходится решительно отрицать наличие циклов с относительно одинаковыми хронологическими границами.

Можно ли представить направленное и в то же время цикличное геологическое и металлогеническое развитие в складчатых областях? Безусловно можно, и это достаточно отчетливо устанавливается на конкретных примерах. *Под цикличным развитием, применительно к складчатым областям, мы понимаем некоторую закономерную повторяемость стадийного геологического и металлогенического развития от начала заложения геосинклинальной системы до завершения складчатых процессов, т. е. перехода к платформенному состоянию.*

Учитывая наличие более общей направленности в развитии, устанавливается количественное изменение в геологическом и металлогеническом содержании отдельных стадий каждого последующего цикла по отношению к предыдущему.

Складчатый или геосинклинальный пояс, по Ю. М. Шейнманну (1959) и М. В. Муратову (1963—1965), включающий разновозрастные складчатые области, причлененные или «припаянные» друг к другу и в совокупности располагающиеся между платформами, соответствует планетарным металлогеническим поясам (например, Средиземноморскому, Тихоокеанскому). Полицикличное тектоно-магматическое и металлогеническое развитие в пределах таких поясов — одна из характерных их особенностей. Совершенно отчетливо устанавливается (например, в Казахстане, Средней

Таблица 4

Схемы полицикличного геологического и металлогенического развития в некоторых складчатых областях

Казахстан и Средняя Азия

	Казахстанская каледонская складчатая область (Северный Казахстан)	Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая область	Северо-Тянь-Шанская каледонская складчатая область	Южно-Тянь-Шанская герцинская складчатая область
		W, Mo, Cu, Pb, Zn, Al, Au		W, Mo, Pb, Zn, Cu, Au, Hg, Sb
С	Fe,Mn,Cr,Ni, Au,P,Pb,Zn		Cr, V, Mo, Pb, Zn, Cu	Ю

Забайкалье

	Байкальская складчатость	Каледонская складчатость	Герцинская складчатость	Киммерийская складчатость
				W, Sn, Mo, Au, Pb, Zn, Sb, Hg
			Sn, W, Mo, Au	
СЗ		Cr, Fe, Ni, Ti, Cu, Au		ЮВ
	Мусковит, Ta, Nb			

Полужирные линии — завершенная складчатость, пунктирные — незавершенная складчатость, точки — активизация.

Азии, Забайкалье) не наложение геологических образований и складчатых структур одного цикла развития на другой, а смещение геологических образований каждого последующего цикла по отношению к предыдущему (табл. 4). Именно в таком смысле мы понимаем цикличность, при которой каждый последующий цикл не повторяет полностью предыдущий и имеет более длительное развитие по отношению к нему.

На основании этого отдельные металлогенические провинции, в предлагаемом нами их делении, относятся к провинциям моноцикличного развития (Алтае-Саянская каледонская, Южно-Тянь-Шанская и Иртыш-Зайсанская герцинские, Верхояно-Чукотская киммерийская, Притихоокеанская альпийская и др.).

Развитие некоторых провинций проходило более сложно. Карело-Кольская и Украинская провинции развивались в архейский и протерозойский мегациклы. Вследствие этого они должны быть отнесены к провинциям полицикличного развития.

Проявления палеозойского платформенного магматизма и связанного с ним эндогенного рудообразования в пределах этих провинций не может рассматриваться как цикл по отношению к предшествующей истории тектоно-магматического и металлогенического развития.

В пределах Алданской провинции процессы мезозойской тектоно-магматической активизации и рудообразования также не являются циклом по отношению к предшествующему развитию. Проникновение магматических образований и оруденения некоторых стадий герцинского цикла по разломам в каледонские складчатые структуры также не дает основания считать каледонские провинции или их части областями бицикличного или полицикличного развития (Горный Алтай, Северная Киргизия и др.).

По-видимому, можно считать редким исключением вовлечение всей области завершенной складчатости в новое геосинклинальное развитие (на том же месте) с интенсивным проявлением геосинклинального магматизма и рудообразования.

По особенностям геологического и металлогенического развития во времени целесообразно выделять следующие группы провинций:

1) с незавершенным геосинклинальным циклом (Тихоокеанская провинция);

2) моноцикличного развития с полным завершенным циклом (Иртыш-Зайсанская, Южно-Тянь-Шанская и другие);

3) моноцикличного развития с наложенными тектоно-магматическими и рудообразующими процессами активизации под влиянием соседних, позднее развившихся, геосинклинальных областей (Северо-Тянь-Шанская и др.);

4) бицикличного развития (Урал — байкальские и палеозойские, Кавказ — палеозойские и мезозойско-кайнозойские складчатые структуры, Центральный Казахстан — каледониды и герциниды и др.).

5) полицикличного развития с проявлением платформенного магматизма и рудообразования в ранее сформированных складчатых структурах (Карело-Кольская, Украинская и др.);

6) тектоно-магматической активизации (дива), захватывающие разновозрастные складчатые области и платформы (Алданская, Байкальская и другие провинции) с разновозрастной и разнообразной предшествующей минерализацией.

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХАХ

Вопрос о металлогенических эпохах многие исследователи рассматривали до сих пор в самой общей форме, путем выделения и сравнительной характеристики крупных обобщенных эпох (докембрийской, каледонской, герцинской и т. д.). Одни исследователи, как было сказано, границы этих эпох принимают условно, в виде равных промежутков геологического времени для всей земной поверхности, отчетливо представляя, по-видимому, при этом, что в природе такие границы не существуют. Так, например,— каледонская эпоха ограничивается отрезком времени Cm—D_2, герцинская D_3—P, киммерийская J—Cr, альпийская Cr_2—Q.

Принимая такое деление, эти исследователи относят минеральные месторождения Урала, образовавшиеся в силуре и девоне (до верхнего девона), к каледонской эпохе, а с D_3 до P — к герцинской. В Рудном Алтае месторождения, связанные с вулканогенными образованиями среднего девона, относятся к каледонской эпохе, а месторождения более молодого возраста — к герцинской и т. д. Между тем общеизвестно, что эти временные рубежи и на Урале, и в Рудном Алтае, не естественные, и минеральные месторождения в той и другой провинциях относятся только к герцинской эпохе. При такой трактовке возникают и другие трудности. Например, золоторудные, полиметаллические, некоторые медные и другие месторождения силурийского и девонского возраста в каледонских складчатых структурах Казахстана следует относить к каледонской эпохе, а колчеданные и другие месторождения этого же возраста на Урале — к герцинской. Эти примеры можно было бы увеличить.

Многие исследователи сопоставляют металлогенические эпохи с соответствующим тектоно-магматическим циклом в интервале, для которого характерно резкое проявление преобладающего типа минерализации (см. «Обзор геологических понятий...», 1963). При такой трактовке эпохи не будут иметь всеобщих геологических границ. Металлогенические эпохи подразделяются на отдельные этапы эндогенного оруденения (В. И. Смирнов, 1959; Твалчрелидзе, 1961; «Обзор геологических понятий...», 1963), отвечающие периоду геологического времени одного из последовательных этапов тектоно-магматического цикла (ранний — доскладчатый, средний — соскладчатый, поздний — послескладчатый). Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении» (1963).

Следовательно, условность и необоснованность существующих представлений об эпохах в отношении эндогенного оруденения совершенно очевидна. Значительно более ценным для практических целей и в научном отношении более обоснованным было бы дальнейшее сопоставление металлогенических эпох разных провинций с тектоно-магматическими циклами, с выделением в них этапов металлогенического развития, отражающих особенности минерализации.

Процессы интенсивного рудообразования в каждой из металлогенических провинций в зависимости от принадлежности ее к тому или иному типу проявились многократно и по-разному. Поэтому в пределах металлогенической эпохи (тектоно-металлогенического цикла) могут быть выделены отдельные этапы формирования эндогенного оруденения с достаточно четкими геологическими границами. Так, например, для Уральской палеозойской металлогенической провинции может быть четко выделен этап эндогенного оруденения, отвечающий ранним стадиям ее развития и ограниченный отрезком геологического времени S_2—D_1. Он характеризуется многочисленными месторождениями, связанными с габбро-перидотитовой и гипербазитовой интрузивными формациями, а также со спилит-керато-

фировой вулканической формацией. В этой же провинции может быть выделен этап эндогенного оруденения, соответствующий средним стадиям тектоно-магматического развития этой провинции (карбон), и т. д. Выделение металлогенических эпох, а также этапов эндогенного оруденения и оконтуривание в пространстве фактической и возможной их минерализации в конкретных провинциях несомненно имеет практический интерес.

С другой стороны, такое понимание терминов «металлогеническая эпоха» или «этап эндогенного оруденения» в их взаимосвязи с термином «тектоно-магматический цикл» будет способствовать более четкому выделению моноцикличных или полицикличных металлогенических провинций или иных рудоносных площадей.

О ГЛАВНЕЙШИХ НАПРАВЛЕНИЯХ В РАЗВИТИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Большие и трудоемкие работы по обобщению и анализу металлогении на территории СССР, закончившиеся составлением металлогенических прогнозных карт для главнейших рудоносных районов и первых обзорных комплексных металлогенических карт с отражением на них огромного фактического материала,— очень важный этап в развитии научных основ региональной металлогении и на пути создания общей теории рудообразования. Анализ этих карт позволяет наметить пути дальнейших исследований, в частности принципиальные методические основы создания последующих вариантов металлогенических карт, опирающихся уже на отраженный в составленных ранее картах фактический материал. В последующем в основу составления металлогенических карт и металлогенического районирования территории СССР или другой обширной территории должен быть положен не принцип возраста складчатости или времени завершения складчатости в той или иной области, а тип геологического и металлогенического развития, т. е. в основу должны быть положены типы металлогенических провинций и характеризующие их типы металлогенических зон, которые отражают направленность геологического и металлогенического развития как земной коры в целом, так и главнейших ее структурных элементов. В соответствии с этим выше предложен для обсуждения один из возможных вариантов классификации типов металлогенических провинций в складчатых областях и на платформах (см. табл. 1), а также типов структурно-металлогенических (металлогенических) зон (см. табл. 2 и 3). Естественно, что этот вариант классификации предварительный, требующий совершенствования.

Дальнейшая разработка и уточнение классификации металлогенических зон могут быть полезны при составлении металлогенических и прогнозных карт отдельных рудоносных и перспективных районов в масштабах от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000. В процессе этих работ должна быть произведена группировка рудных районов в типовых металлогенических зонах, а также создание классификации рудных полей, что особенно необходимо в связи с составлением крупномасштабных прогнозных карт. Исследования в этом направлении развиваются пока очень медленно.

Ближайшими задачами в области разработки теоретических основ региональной металлогении можно считать:

1) ускорение и углубление геолого-геофизических исследований, направленных на получение более достоверных данных о строении глубинных зон земной коры применительно к намечаемым типам металлогенических провинций и металлогенических зон;

2) расширение и углубление геохимических исследований с целью получения количественных характеристик о поведении отдельных химических элементов в земной коре при различных термодинамических и физи-

ко-химических условиях, т. е. на различных уровнях от поверхности; представляется своевременным составление специальных геохимических и эрозионно-тектонических карт различных масштабов, учет которых необходим при построении прогнозно-металлогенических карт;

3) составление карт магматических формаций (вулканогенных и интрузивных) с определением главных черт их металлогенической специализации в зависимости от их петрохимического состава, литолого-фациальных факторов осадочных и вулканогенных образований, магматических пород, условий их образования и положения в региональных структурах.

С развитием теории регионального металлогенического анализа тесно связано создание научных основ прогнозирования рудных месторождений, в том числе: 1) создание новой классификации месторождений полезных ископаемых на тектоно-магматической и физико-химической основе; такая классификация должна отвечать современным достижениям науки о Земле, и в частности, металлогении, а также требованиям практики в отношении эффективности поисков и предварительной оценки новых месторождений высококачественного минерального сырья, особенно месторождений, не выходящих на поверхность; предпринимаемые попытки создания новых классификаций месторождений пока нельзя признать удачными; 2) разработка основ научного прогноза в количественном выражении по отдельным видам полезных ископаемых в типовых металлогенических зонах; 3) дальнейшая разработка и совершенствование методики детальных металлогенических исследований и составление среднемасштабных и особенно крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт для главнейших перспективных рудных районов; последняя задача — первоочередная.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. Изд-во «Недра», 1964.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

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

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

Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избранные труды, т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.

Горжевский Д. И., Козеренко В. П. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.

Домарев В. С. О цикличности геотектонического (металлогенического) развития складчатых областей.— Вестн. ЛГУ, № 24, 1963.

Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.

Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.— Изв. Вост. филиала АН СССР, вып. 2, 1957.

Кузнецов В. А. Металлогеническое районирование Горного Алтая. (К методике составления металлогенических карт.) — В кн.: Доклады II Всес. сессии по закономерностям размещ. полезных ископ. и прогнозным картам. Киев, 1960.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.

Лобанов М. Ф. Металлогения севера Сибирской платформы.— Сов. геол., № 7, 1960.

Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении.— Сов. геол., № 7, 1949.

Магакьян И. Г. Металлогенические пояса и некоторые закономерности металлогенической специализации.— Изв. АН Арм.ССР, т. 6, № 5—6, 1953.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1959.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. О выделении третьего после платформ и геосинклиналей основного структурного элемента земной коры.— В кн.: Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 85, 1963.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры дива Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. Изд-во АН СССР, 1964.

Матвеенко В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР.— Труды Всес. н.-и. ин-та золота и редких мет., т. 17, вып. 64, 1960.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1963.

Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, № 1, 1965.

Нагибина М. С. Формации и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 1, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей.— Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, вып. 22, 1957.

Одинцов М. М. Главнейшие эпохи образования полезных ископаемых в развитии Сибирской платформы.— В кн.: Совещ. по геологич. строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Тезисы докладов, вып. 1. Иркутск, 1959.

Одинцов М. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири, т. 6, 1960.

Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ.— Геол. и геофиз., № 6, 1962.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий.— В кн.: Прикладная геология. Вопросы металлогении. Госгеолтехиздат, 1960.

Радкевич Е. А. Особенности металлогении различных типов рудоносных провинций и зон Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. и геофиз., № 12, 1962.

Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— Геол. рудн. месторожд., № 4, 1963.

Семенов А. И. Принципы выделения и характерные особенности главнейших типов металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Сов. геол., сб. 43, 1955.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1959.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.

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

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Старицкий Ю. Г. Основные черты металлогении Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Изд-во АН УССР, 1960.

Старицкий Ю. Г. Краткий очерк металлогении Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965а.

Старицкий Ю. Г. О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ.— Сов. геол., № 10, 1965б.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт геотектонической классификации зон.— Узб. геол. ж., № 1, 1960.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования.— Геол. рудн. месторожд., № 4, 1962.

Харкевич Д. С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ.— Узб. геол. ж., № 4, 1960.

Харкевич Д. С. Об основах классификации геосинклинальных областей.— Докл. АН СССР, т. 90, № 1, 1963.
Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании.— Геол. рудн. месторожд., № 3, 1959.
Шаталов Е. Т. Некоторые предложения о принципах классификации рудоносных площадей.— Узб. геол. ж., № 6, 1961.
Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей с эндогенной минерализацией.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.
Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость.— В кн.: Международный геологический конгресс. XVII сессия. Труды. Т. 2. ГОНТИ, 1939.
Шатский Н. С. Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. Высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 1, 1960.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды Всес. н.-и. ин-та золота и редких мет., т. 14, 1959.
Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, новая серия, т. 103, 1964.
Яншин А. А. Основные черты тектонического строения и развития Евразии.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
Mc Cartney W. D., Potter R. R. Mineralisation as related to structural deformation, igneous activity and sedimentation in folded geosynclines.— Canadian Min. J., v. 83, N 4, 1962.
Gill J. E. Orogenesis and ore deposits.— Canadian Min. J., v. 7, N 3, 1963.
Lang A. N. A preliminary study of Canadian metallogenic provinces.— Geol. Surv. Canada, Paper 60—33, 1960.
Lang A. H. Metallogenic maps.— Econ. Geol., v. 56, N 6, 1961.
Legende ge la Carte Metallogenique ge l'Europe a l'echelle. 1 : 2.500.000. UNESCO, 1964.
Ray D. K. Metallogenic-minerogenetic map of India. Sc. 1 : 2.000.000. Govnt. of India copyright, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

Г. А. Соколов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Настоящая статья посвящена анализу обзорной металлогенической карты СССР по железу, составленной автором (ИГЕМ АН СССР). Эта карта окончательно еще не завершена — требуется дополнение и уточнение некоторых деталей, общая редакция; вследствие этого она именуется пока макетом. Однако на этом макете уже отражены все основные фактические данные и металлогенические обобщения, необходимые, по мнению автора, для показа закономерностей размещения железорудных месторождений на территории СССР, с детализацией, допускаемой масштабом карты (см. Приложение в конце книги) [1].

Геологическая основа карты составлена для европейской части Союза — по Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000, изданной в 1964 г., для азиатской части — по Геотектонической карте СССР масштаба 10 000 000, опубликованной в 1961 г.

С учетом характерных геологических условий формирования и локализации различных групп железорудных месторождений на нашей карте дополнительно нанесены соответствующие элементы геологического строения территории СССР. Необходимые данные взяты с геологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 и из специальных работ по геологии железорудных месторождений СССР.

Особыми значками показаны все наиболее существенные железорудные месторождения, выделены рудоносные комплексы, зоны, бассейны и прочие площади. При этом использованы материалы Всесоюзного геологического фонда и данные из многочисленных работ по железорудным месторождениям Союза. На тектонической основе выделены области различных складчатостей от архея до кайнозоя и синхронные им гранитоиды; для областей палеозойских и более молодых складчатостей выделены также краевые прогибы, древние ядра и в некоторых случаях межгорные впадины. Платформы разделены на имеющие докембрийский и палеозойский фундаменты. Среди изверженных образований, кроме гранитоидов, выделены изображаемые в масштабе карты ультраосновные, основные и щелочные интрузивы, площади развития спилит-кератофировой и близких к ней вулканогенных формаций, наземные вулканические излияния.

Из числа формаций осадочных и метаморфических пород показаны полосы развития геосинклинальных формаций известняков, железистых кварцитов, зоны развития метаморфических сланцев в палеозойских и послепалеозойских складчатых областях, из тектонических структур — тек-

[1] Рассматриваемая в настоящей статье схематическая карта масштаба 1 : 25 000 000 уменьшена в 10 раз против исходной карты-макета, поэтому легенда и число показываемых на ней месторождений существенно сокращены.

тонические швы, региональные флексуры, важнейшие разломы, границы тектонических впадин, крупных мульд, срединных массивов.

На карте выделены площади или зоны, которые характеризуются благоприятными геолого-тектоническими условиями для образования и локализации различных железорудных месторождений. Это — зоны или площади распространения интрузивов габбро-пироксенит-дунитовой формации, интрузивов габбро-плагиогранитной и габбро-диорит-гранитной (включая сиениты) в вулканогенно-осадочных толщах с карбонатными фациями соленосных отложений в нижней части чехла Сибирской платформы, отложений бакальской и саткинской свит верхнего протерозоя на западном склоне Урала, терригенных рудоносных фаций верхнего протерозоя в Ангаро-Питском бассейне, морских терригенных отложений франского яруса на западном склоне Урала, развития рудоносных морских верхнедевонских — нижнекарбоновых отложений в Центральном Казахстане, западная граница распространения морских турон-сантонских отложений в Зауралье, рудоносных среднеюрских отложений на Русской платформе, рудоносных верхнемеловых — палеогеновых отложений в западной половине Сибирской платформы, площади и полосы распространения речных палеогеновых отложений в Приаралье и Тургайском прогибе, рудоносных верхненеогеновых (киммерийских) мульд Керченско-Таманского бассейна, докембрийских, частью синийско-нижнекембрийских, метаморфических комплексов с железистыми кварцитами.

Значки месторождений на карте обозначают: 1) относительную величину запасов железной руды (сверхкрупные — 1 млрд. *т* и выше, крупные и средние — 999—10 млн. *т*, малые и мелкие — менее 10 млн. *т*, 2) принадлежность к генетическому классу (магматогенные, осадочные морские, осадочные континентальные, коры выветривания, метаморфизованные, неясного генезиса), 3) принадлежность к той или иной железорудной формации (см. ниже), 4) преобладающий в руде железорудный минерал, 5) для отдельных месторождений — характерные элементы-примеси, 6) для закрытых месторождений платформенных областей — залегание в породах чехла или фундамента.

Для выявления закономерностей размещения месторождений, а следовательно, и для составления металлогенических карт одним из важнейших вопросов является классификация месторождений, т. е. распределение на группы, характеризующиеся определенным типом руд по химико-минералогическому составу и формирующиеся в достаточно определенных геологических условиях, которые могут быть отражены на металлогенической карте. Показывая на карте контуры зон, полос или площадей с характерными для различных групп месторождений геологическими условиями, мы тем самым уже в значительной мере освещаем закономерности размещения месторождений.

В этом смысле деление месторождений только на генетические классы недостаточно. По мнению автора, в наибольшей степени указанному аспекту отвечает формационная классификация месторождений. Автор пользуется тем определением понятия рудной формации, которое в настоящее время уже достаточно укоренилось среди советских специалистов, а именно: рудная формация — группа месторождений, обладающих определенными, устойчивыми, в смысле повторяемости в различных регионах и геологических эпохах, особенностями вещественного состава и формирующихся в определенных геологических условиях.

На металлогенических картах обычно указывается принадлежность месторождений к тому или иному генетическому типу. Мы предпочли классификацию на формационной основе из следующих соображений. Нередко генезис месторождения, а следовательно, и его генетический тип,

Таблица 1

Железорудные формации СССР и основные геологические условия локализации их месторождений

№ по пор.*	Формации, подформации	Характерные геологические условия локализации месторождений данной рудной формации
	Магматогенные	
1	*Титаномагнетитовая в основных и ультраосновных интрузиях*	
	1а. В породах габбро-диорит-диабазовой магматической формации	В интрузивах, относящихся к палеозойским и более древним тектоно-магматическим комплексам складчатых областей
	1б. В породах габбро-пироксенит-дунитовой магматической формации	В дифференцированных, частью стратифицированных плутонах названной формации, преимущественно в их габбровых и пироксенитовых фациях
	1в. В габбро-анортозитах	В плутонах основного состава с значительным развитием анортозитов
	1г. В щелочно-ультраосновных породах	В интрузивах центрального типа магматической формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами
2	*Магнетитовая в контактовых ореолах гранитоидов*	А. В контактовых ореолах гипабиссальных габбро-плагиогранитной или габбро-диорит-гранитной формаций (включая сиениты), прорывающих вулканогенно-осадочные толщи с карбонатными фациями
		Б. В областях гранитизации древних метаморфических комплексов, содержащих доломиты
	2а. Известково-скарновая	Карбонатные фациии представлены известняками
	2б. Магнезиально-известково-скарновая	Карбонатные фации представлены доломитами
	2в. Альбит-скаполит-скарновая	Значительное развитие альбита и патриевого скаполита в околорудных метасоматитах
	2г. Водно-силикатная	На относительно большем удалении от контактов интрузива, чем зоны скарнов
	2д. Магнезиально-скарновая абиссальная	В докембрийских метаморфических гнейсо-кварцит-амфиболит-сланцевых комплексах, содержащих пачки доломитовых мраморов
3	*Магномагнетитовая в областях распространения траппов*	В комплексах чехла платформ с трапповым магматизмом и соленосными отложениями в нижней части чехла
4	*Магнетитовая и (или) железноблесковая среди вулканогенных или терригенно-карбонатных отложений в удалении от активных интрузивов*	В складчатых областях. Дальнейшая специфика условий локализации выявлена слабо
5	*Железокарбонатная в карбонатных породах, тела выполнения и замещения*	В частях складчатых областей с ограниченным магматизмом в виде даек основного состава
	Осадочные морские	
6	*Гематитовая, гематит-магнетитовая и хлорит-гематитовая в морских осадочных комплексах*	

* Номера (цифры и буквы) формаций и подформаций в таблице соответствуют номерам на карте. — см. Приложение в конце книги.

Таблица 1 (продолжение)

№ по пор.	Формации, подформации	Характерные геологические условия локализации месторождений данной рудной формации
	6а. В терригенно-карбонатных отложениях	Складчатые области. В прибрежно-морских дислоцированных отложениях вдоль палеосуши с проявлениями предшествующего древнего выветривания
	6б. В эффузивно-осадочных отложениях	Складчатые области. Дальнейшая специфика условий локализации выявлена слабо
7	*Лептохлорит-гидрогетитовая, частью с сидеритом, бобово-оолитовая в терригенных и карбонат-терригенных морских отложениях*	В прибрежно-морских и лагунных не дислоцированных или слабо дислоцированных отложениях вдоль палеосуши с проявлениями предшествующего древнего выветривания
8	*Магнетитовая морских россыпей*	Древние и современные пляжи, прибрежные отложения при наличии акцессорного магнетита в размывавшихся береговых породах либо подчиненного обломочного магнетита в донных отложениях зоны волнового перемыва
	Осадочные континентальные	
9	*Лептохлорит-гидрогетитовая и сидеритовая в озерно-болотных отложениях*	Платформы или области завершенной складчатости с проявлениями древнего выветривания
	9а. Лептохлорит-гидрогетитовая обычная	В континентальных сериях отложений чехла платформ
	9б. Природно-легированная	В депрессиях на массивах ультрабазитов или вблизи них
	9в. Сидеритовая озерная	Мезозойские депрессии на палеозойском складчатом фундаменте. В грубообломочных прибрежно-озерных отложениях, содержащих обломки палеозойских карбонатных пород
10	*Лептохлорит-гидрогетитовая, частью с сидеритом, бобово-оолитовая в речных отложениях*	Краевые части платформ. В русловых, пойменных и эстуариевых отложениях палеорек, протекавших в областях предшествующей древней коры выветривания железосодержащих пород складчатой области
11	*Преобладающе мартитовая обломочная («валунчатая») в делювиально-аллювиальных отложениях*	Области завершенной складчатости. Вокруг затронутых эрозией магнетитовых месторождений с развитой зоной окисления
	Коры выветривания (остаточные и инфильтрационные)	
12	*Мартитовая и(или)гидрогетитовая в корах выветривания железистых пород и руд*	
	12а. В коре выветривания железистых кварцитов	Зона распространения железистых кварцитов в докембрийских фундаментах платформы и их выступах с сохранившейся в той или иной мере древней корой выветривания (в том числе под чехлом платформенных отложений)
	12б. В зоне глубокого окисления магнетитовых и сидеритовых месторождений	Тектоно-магматические комплексы с проявлением древнего выветривания, содержащие магнетитовые и (или) сидеритовые месторождения

Таблица 1 (окончание)

№ по пор.	Формации, подформации	Характерные геологические условия локализации месторождений данной рудной формации
13	*Природно-легированная охристая в коре выветривания ультрабазитов*	В сохранившейся от эрозии древней коре выветривания ультрабазитов складчатых областей
14	*Гидрогетитовая, частью с сидеритом на закарстованных известняках*	В аллювиально-делювиальных отложениях, прикрывающих закарстованные известняки, на территориях с проявлениями древнего выветривания, синхронного прикрывающим отложениям
	Метаморфогенные	
15	*Железистые кварциты*	Среди докембрийских, частью синийско-нижнекембрийских осадочно-метаморфических комплексов с подчиненными метавулканитами основного состава
16	*Магнетитовая и (или) железнослюдковая с реликтовыми признаками осадочных железных руд*	В контактовых ореолах складчатых гранитоидных интрузивов, прорывающих геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи с проявлениями осадочных железных руд
17	*Сидеритовая пластовая в метаморфических терригенно-карбонатных толщах*	Древние складчатые осадочно-метаморфические комплексы. Дальнейшая специфика условий локализации не выяснена

недостаточно выяснены или спорны. К тому же за последние годы некоторые прежние представления о генезисе тех или иных железорудных месторождений подвергаются ревизии. В особенности это относится к проблеме источников рудного вещества, а также к роли магматизма и метаморфизма в образовании железорудных концентраций. Металлогеническая карта должна строиться на объективных данных. Между тем отнесение месторождений к определенным генетическим типам неизбежно вносит элемент субъективизма.

Сказанное не следует понимать как отказ от генетических классификаций рудных месторождений. Наоборот, изучение рудных формаций должно быть отправным моментом для более эффективного исследования процессов формирования рудных месторождений и совершенствования на этой основе генетических классификаций месторождений.

Железорудные месторождения объединены нами в 17 формаций, которые подразделены на общегенетические классы: магматогенные, осадочные (морские и континентальные), коры выветривания и метаморфогенные. Перечень выделенных формаций дан в табл. 1. Наименования формаций даны по определяющим рудным минералам и наиболее характерным признакам геологических условий нахождения. В таблице указаны также характерные дополнительные геологические условия локализации месторождений данной рудной формации.

Необходимы некоторые пояснения к табл. 1.

В пяти формациях (1, 2, 6, 9 и 12) выделены подформации. Это позволило показать, что при общности химико-минералогического состава руд и геологических условий их локализации для отдельных групп месторождений данной формации характерны либо специфические типы вмещающих пород, либо особые околорудные метасоматические образования, либо (для месторождений класса коры выветривания) специальный состав субстрата, подвергшегося выветриванию. Выделение подформаций позволяет более дифференцированно охарактеризовать геологические условия

образования и локализации месторождения данной формации и тем самым конкретнее осветить закономерности их размещения.

Поясним названия некоторых выделенных железорудных формаций. Наименование формации 4 «Магнетитовая и (или) железноблесковая среди вулканогенных или терригенно-карбонатных отложений» содержит также слова: «в удалении от активных интрузивов». Этим определяется коренное отличие геологии месторождений данной формации от месторождений формации 2, в особенности подформации 2г, с которой по остальным признакам имеется много общего.

Наименование формации 5 «Железокарбонатная в карбонатных породах» заканчивается словами: «тела выполнения и замещения», чтобы объективно отличать месторождения этой формации от сходных с ними месторождений формации 17 — сидеритовая пластовая в метаморфических терригенно-карбонатных толщах.

По поводу трех формаций класса коры выветривания важно отметить, что ряд исследователей пользуются термином «переотложенные коры выветривания». Этот термин правильно характеризует способ образования соответствующих месторождений. Но вместе с тем он и ошибочен, поскольку переотложенные продукты образуют уже осадочную породу, которую нельзя называть корой выветривания. В соответствии со сказанным к формациям 12—14 относятся только элювиальные (остаточные и инфильтрационные) образования. Те же месторождения, которые некоторыми исследователями определяются как переотложенная кора выветривания, в нашей классификации нашли свое место среди формаций осадочной группы.

В названии формации 16 указывается: «с реликтовыми признаками осадочных железных руд». Без этого критерия месторождения формации 16 неразличимы с месторождениями формации 2.

Семнадцать перечисленных в табл. 1 формаций охватывают все разнообразие железорудных месторождений Советского Союза.

Среди железорудных месторождений остальных частей земного шара можно выявить и некоторые другие формации. Например, до сих пор в Советском Союзе не известна формация магнетит-апатитовых месторождений типа Кируны, связанных с сиенитами, не сопровождающихся скарнами и залегающих в виде инъекцированных тел. В Советском Союзе нередко относят к типу Кируны контактово-метасоматические месторождения с магнетитовыми рудами, содержащими относительно повышенное количество апатита и залегающими в контактовых зонах интрузивов (Лебяжинское близ Нижнего Тагила на Урале, Капутанское в Армении и др.). Однако эти месторождения типично метасоматические, а не инъекционные. Отнесение их к типу Кируны только по наличию апатита совершенно не обосновано.

Другой пример железорудной формации, неизвестной в СССР,— месторождение Айрон Маунтин, в США, штат Миссури, которые автору удалось посмотреть. Руды этого месторождения представляют собой пегматоидные и гидротермальные образования пироксен-полевошпат-магнетитовые и амфибол-хлорит-магнетит-железноблесковые. Они являются производными докембрийских сиенитов и кварцевых порфиритов.

В качестве еще одного примера приведем месторождения Румынии, в молодой вулканической области Карпат. Это сидеритовые руды, частично окисленные, залегающие в слоистых вулканогенно-осадочных отложениях с прослоями известковых туффитов и агломератов в подошве вулканических покровов. Руды образованы путем замещения туффитов и агломератов, протекавшего при участии термальных вод. Возможно, что такого типа месторождения представлены у нас на Курильских островах.

Не исключено, что в Советском Союзе могут быть обнаружены неизвестные в настоящее время железорудные формации, и тогда список их будет расширен.

В наименование каждой железорудной формации и той дополнительной характеристике, которая приведена в табл. 1, включены геологические факторы, определяющие в известной мере условия локализации месторождений. Поэтому данные, характеризующие каждую отдельную рудную формацию, уже освещают в некоторой мере закономерности размещения месторождений этой формации.

Приведем несколько примеров. Если взять титаномагнетитовую подформацию в породах габбро-пироксенит-дунитовой магматической формации (а по дополнительной характеристике такие породы слагают дифференцированные плутоны в складчатых областях), то все эти данные уже являются важными элементами закономерностей размещения месторождений данной железорудной подформации.

Месторождения формации магнетитовой в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов дополнительно характеризуются тем, что гранитоиды в этом случае относятся к габбро-плагиогранитной и габбро-диорит-гранитной (включая сиениты) магматическим формациям; они прорывают вулканогенно-осадочные толщи, содержащие фации карбонатных пород. Все эти условия существенно характеризуют геологическую обстановку локализации магнетитовых месторождений рассматриваемой формации и по ним достаточно уверенно выделяются зоны или площади, в которых залегают и могут залегать месторождения этой железорудной формации.

Группа осадочных месторождений (например, формация гематитовая и хлорит-гематитовая в морских осадочных комплексах) по дополнительной характеристике входит в состав прибрежно-морских дислоцированных отложений. Последние в каждом случае, естественно, относятся к стратиграфическим горизонтам определенного возраста.

Само размещение отложений данного возраста уже является основной закономерностью размещения месторождений этой железорудной формации. Так, на западном склоне Урала хорошо выделяется полоса верхнедевонских отложений с месторождениями рассматриваемой формации. В нижнем течении Ангары известны месторождения гематитовых и хлорит-гематитовых руд Ангаро-Питского бассейна, залегающие в отложениях верхнего протерозоя. Распространение полос и площадей, сложенных этими отложениями, определяет местоположение Ангаро-Питского железорудного бассейна. Аналогичные заключения легко сделать по всем другим железорудным формациям.

Для более полного освещения закономерностей размещения месторождений, относящихся к различным железорудным формациям, следует обратиться к железорудным провинциям. Понятие железорудная провинция, которым автор будет пользоваться, несколько отличается от понятия металлогеническая провинция.

Металлогеническая провинция, по А. И. Семенову, охватывает целые подвижные пояса или большие части платформ. *Железорудная же провинция*, в нашем понимании,— *определенная территория, на которой сосредоточены железорудные месторождения и которая является только ограниченной частью подвижного пояса или платформы, где геологические условия благоприятствовали образованию и локализации месторождений тех или иных железорудных формаций.*

В табл. 2 перечислены железорудные провинции СССР с указанием их геотектонического положения и представленных в них железорудных формаций.

Таблица 2

Железорудные провинции СССР

№ провинций на карте*	Провинция	Геотектоническое положение	Железорудные формации (номера и буквы по табл. 1), геологические тела и комплексы, в которых локализовано оруденение каждой формации
I	Карело-Кольская	В области докембрийской складчатости	15. Слои железистых кварцитов в кольской метаморфической серии Балтийского щита 1а. Габбро-и габбро-диабазовые титаноносные интрузивы нотнийского возраста в области карельской складчатости 1г. Девонские щелочно-ультрабазитовые интрузивы в зонах активизации Балтийского щита
II	Украинского кристаллического щита	То же	15. Слои железистых кварцитов в криворожской серии Украинского щита 12а. Древняя кора выветривания в зонах пликативно-дизъюнктивных нарушений слоев железистых кварцитов
III	Курской магнитной аномалии	В докембрийском складчатом фундаменте Русской платформы	15. Слои железистых кварцитов в курской серии Воронежской антеклизы 12а. Сохранившаяся от эрозии древняя кора выветривания в зонах пликативно-дизъюнктивных нарушений слоев железистых кварцитов под покровом отложений чехла платформы
IV	Южно-Алданская	В области докембрийской складчатости	2д. Участки развития магнезиальных скарнов в контактовых зонах архейских гранитов с полосами доломитов иенгрской свиты архея Алданского щита
V	Улутауская (Казахстан)	В древнем ядре области каледонской складчатости	15. Слои железистых кварцитов в протерозойском метаморфическом Комплексе Улутау
VI	Восточно-Киргизская	То же	15. Слои и линзы железистых лептохлоритовых кварцитов в свите позднедокембрийских тиллитоподобных конгломератов северного крыла антиклинория Большого Нарына
VII	Ангаро-Питская	В области байкальской складчатости	6а. Прибрежно-морские терригенные отложения верхнего протерозоя (синия) юго-восточной окраины Енисейской антеклизы Сибирской платформы
VIII	Западного склона Южного Урала	В древних ядрах областей варисской складчатости	1а. Габбро-амфиболитовые интрузивы в протерозойских отложениях Башкирского антиклинория 5. Пласты карбонатных пород бакальской и саткинской свит протерозоя, интрудированные дайками габбро-диабазов 12б. Древняя кора выветривания в зонах дизъюнктивных нарушений пластов карбонатных пород с сидеритовыми телами 15. Слои железистых кварцитов в метаморфической толще Тараташской свиты протерозоя 17. Железисто-карбонатные слои в карбонатных фациях авзянской свиты протерозоя
IX	Мало-Хинганская	В древнем ядре области мезозойской складчатости	15. Слои железистых кварцитов в синийско-нижнекембрийском метаморфическом комплексе Малого Хингана

* См. карту.

Таблица 2 (продолженне)

№ провинций на карте	Провинция	Геотектоническое положение	Железорудные формации (номера и буквы по табл. 1), геологические тела и комплексы, в которых локализовано оруденение каждой формации
X	Кузнецко-Саянская	В области каледонской складчатости	1б. Каледонские габбро-пироксенит-перидотитовые интрузивы 2а, б, г. Контактовые ореолы габбро-сиенитовых, диоритовых, гранодиоритовых интрузивов с отложениями кембрийско-девонского вулканогенно-осадочного комплекса, содержащего слои и линзы известняков и доломитов
XI	Северо-Казахстанская	Частью в области каледонской, частью в области варисской складчатостей	2а. Контактовые ореолы гранодиоритовых и кварц-диоритовых интрузивов с отложениями палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов, содержащих слои и линзы известняков
XII	Восточного склона Урала	В области варисской складчатости	1б. Габбро-пироксенит-дунитовые интрузивы платиноносной полосы Урала 2а, в, г. Контактовые зоны плагиогранит-диоритовых, гранодиоритовых, сиенитовых интрузивов с отложениями палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов, содержащих слои и линзы известняков 9б, 13. Кора выветривания ультрабазитов с развитой охристой зоной; озерно-болотные отложения в юрских депрессиях Южного Урала, частью перекрывающие древнюю кору выветривания ультрабазитов 12б. Глубокие зоны окисления магнетитовых месторождений
XIII	Горно-Алтайская	То же	2а. Контактовые зоны гранодиоритовых интрузивов с силур-девонскими отложениями вулканогенно-осадочного комплекса, содержащего слои известняков 6б. Линзы и прослои тонкослоистых гематитовых руд среди туфов и туффитов в вулканогенно-осадочной толще нижнего-среднего девона герцинских мульд на складчатом каледонском основании
XIV	Атасуйская	То же	6. Железистый, частью железо-марганцовистый горизонт фаменских отложений Атасуйской мульды
XV	Западно-Тянь-Шанская	То же	2а. Контактовые зоны гранодиоритовых фаций гранитоидных интрузивов и интрузивов щелочных габброидов с известняками 5. Зоны разрывных нарушений в складчатых структурах силурийских и девонских отложений, содержащих мощные пласты известняков и доломитов
XVI	Мало-Кавказская	В области альпийской складчатости	1б. Третичные габброидные интрузивы Малого Кавказа 2а. Контактовые зоны палеогеновых габбро-диорит-гранодиоритовых, кварц-диоритовых интрузивов с юрскими и более молодыми вулканогенно-осадочными комплексами, содержащими слои известняков
XVII	Керченская (Приазовская)	В области альпийской складчатости с наложенными мульдами	7. Железистые горизонты в эоценовых морских отложениях наложенных мульд Керченско-Таманской области

Таблица 2 (окончание)

№ провинций на карте	Провинция	Геотектоническое положение	Железорудные формации (номера и буквы по табл. 1), геологические тела и комплексы, в которых локализовано оруденение каждой формации
XVIII	Восточно-Забайкальская	В области полициклической складчатости (байкальской + + палеозойской + + мезозойской)	2а, б. Контактовые ореолы варисских гранитоидных интрузивов с эффузивно-осадочными комплексами, содержащими слои известняков и, местами, доломитов 9в. Сидеритизированные, частью окисленные конгломерато-брекчиевые слои и линзы в грубообломочных прибрежно-озерных отложениях Аргунской мезозойской депрессии
XIX	Сибирская траповая	В чехле Сибирской платформы	3. Часть области распространения траппов на Сибирской платформе, содержащая в нижних горизонтах осадочного чехла платформы слои каменной соли и других галогенных отложений. Линейные зоны дизъюнктивных нарушений, в том числе рассекающие трубки взрыва
XX	Окско-Хоперская	В чехле Русской платформы	7. Ожелезненные горизонты прибрежно-морских девонских отложений юго-восточного крыла Воронежской антеклизы Русской платформы 9. Железистые фации юрских озерных отложений Московской синеклизы
XXI	Зауральская	В чехле, частью в палеозойском фундаменте Западно-Сибирской плиты эпипалеозойской платформы	2а. Прикрытые чехлом платформенных отложений контактовые зоны варисских гранодиоритовых интрузивов с палеозойским вулканогенно-осадочным комплексом, содержащим слои известняков 7. Железистые горизонты в прибрежно-морских фациях верхнемеловых отложений чехла Западно-Сибирской платформы 14. Участки закарстованных палеозойских известняков с несогласно залегающими на них рыхлыми мезозойскими отложениями по периферии Западно-Сибирской плиты
XXII	Тургайская	В палеозойском фундаменте и в чехле Тургайского прогиба эпипалеозойской платформы	1а. Габбро-диоритовые интрузивы в палеозойском фундаменте Тургайского прогиба 2а, в, г. Контактовые ореолы варисских гранодиоритовых и диоритовых интрузивов с палеозойским эффузивно-осадочным комплексом, содержащим слои известняков, местами также слои ангидритов 7. Железистые слои в прибрежно-морских верхнемеловых отложениях чехла Тургайского прогиба 10. Железистые слои и линзы в отложениях древних (олигоценовых) речных долин, лежащих на мезозойских осадках Тургайского прогиба
XXIII	Приаральская	В чехле Туранской плиты эпипалеозойской платформы	10. Железистые слои и линзы в речных и эстуариевых олигоценовых отложениях Туранской плиты
XXIV	Западно-Сибирская	В чехле Западно-Сибирской плиты эпипалеозойской платформы	7. Железистые слои в верхнемеловых — эоценовых прибрежно-морских отложениях чехла восточной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты

Для некоторых железорудных провинций не названы отдельные железорудные формации в связи с тем, что месторождения таких формаций в данной провинции не имеют по своим масштабам промышленного значения.

Некоторые железорудные месторождения и районы (бурые железняки Архангельской и Кировской областей, гематитовые верхнедевонские месторождения Западного склона Урала, Малкинское месторождение природнолегированных железных руд на Северном Кавказе, железистые кварциты Тувы, Гаринское магнетитовое месторождение в Зее-Селемджинском междуречье, Ольгинское и другие магнетитовые месторождения Приморья и ряд других) не отнесены к каким-либо железорудным провинциям. Эти месторождения либо расположены на территории, где другие железорудные месторождения неизвестны, либо в настоящее время не имеют промышленного значения.

Порядок расположения железорудных провинций в табл. 2 отражает некоторую их типизацию по геотектоническому положению и эпохам оруденения. Рудоносные комплексы первых шести провинций (Карело-Кольской, Украинского кристаллического щита, Курской магнитной аномалии, Южно-Алданской, Улутауской, Восточно-Киргизской) относятся к докембрийским складчатым областям, образующим щиты, фундаменты древних платформ или выступы — древние ядра в областях более молодых складчатостей. Оруденение в виде железистых кварцитов, титаномагнетитовых руд в габбро-диабазах (Карелия) и абиссальных контактово-метасоматических магнетитовых руд (Южно-Алданская провинция) по своему возрасту также докембрийские. Лишь в Кольской части Карело-Кольской провинции проявилось еще более позднее — девонское — титаномагнетитовое оруденение в щелочно-ультраосновных массивах, связанное с тектономагматической активизацией Балтийского щита.

В трех провинциях (Ангаро-Питской, Западного склона Южного Урала и Мало-Хинганской) рудоносные комплексы принадлежат к наиболее молодым докембрийским толщам — верхнепротерозойским, частью синийско-нижнекембрийским, в областях байкальской (Ангаро-Питская провинция), варисской (провинции западного склона Южного Урала) или мезозойской (Мало-Хинганская) складчатостей. Осадочное, осадочно-метаморфизованное и магматогенное оруденения этих провинций также позднедокембрийские. Далее следует Кузнецко-Саянская железорудная провинция, относящаяся к области каледонской складчатости. Представленные в ней магматогенные железорудные месторождения образовались в связи с кембрийским магматизмом.

Примером железорудной провинции, охватывающей территорию двух соседних складчатых областей, является Северо-Казахстанская. В западной ее части рудоносные комплексы связаны с каледонской складчатостью, в восточной — с варисской. Оруденение магматогенное, того же возраста, что и складчатость.

Следующие четыре железорудные провинции (Восточного склона Урала, Горно-Алтайская, Атасуйская и Западно-Тянь-Шанская) расположены в областях варисской складчатости. В железорудной провинции восточного склона Урала представлено оруденение магматогенное, осадочное, морское, осадочное континентальное и коры выветривания, в Западно-Тянь-Шанской провинции — магматогенное, в Горно-Алтайской — магматогенное и эффузивно-осадочное оруденение, в Атасуйской — в основном осадочное оруденение. Возраст магматогенного оруденения — варисский, осадочного и эффузивно-осадочного — девонский, осадочного континентального и коры выветривания — юрский. Две железорудные провинции (Мало-Кавказская и Керченская) расположены в областях альпийской

складчатости. Мало-Кавказская провинция характеризуется в основном магматогенным оруденением альпийского же возраста. Керченская — морским осадочным верхненеогеновым, образованным после завершения складчатости.

В Восточно-Забайкальской железорудной провинции, располагающейся в пределах полицикличной складчатой области, представлено палеозойское (варисское) магматогенное оруденение и специфическое нижнемеловое осадочное континентальное оруденение.

Последние шесть железорудных провинции связаны с платформами. Две из них (Сибирская трапповая и Окско-Хоперская) имеют тот общий признак, что связаны с отложениями чехлов древних платформ, имеющих докембрийский фундамент. В остальном они резко различны: месторождения Сибирской трапповой провинции представлены магматогенными магномагнетитовыми рудами, образование которых связано с трапповым магматизмом, месторождения Окско-Хоперской провинции являются осадочными-морскими и континентальными бурожелезняковыми, частью с сидеритом.

Четыре другие провинции (Зауральская, Тургайская, Приаральская и Западно-Сибирская) располагаются в пределах эпипалеозойской платформы с палеозойским складчатым фундаментом. Из их числа особо выделяется единственная в своем роде Тургайская провинция, в которой представлены мощные магматогенные железорудные месторождения в фундаменте платформы и крупнейшие осадочные морские и континентальные месторождения в чехле платформы. Эта провинция по ресурсам представленных в ней магматогенных руд совершенно уникальна. Возраст магматогенного оруденения — варисский, осадочного — верхнемеловой и среднеолигоценовый. Зауральская железорудная провинция по геологическим условиям и рудным формациям принципиально сходна с Тургайской, однако характеризуется несравненно меньшими масштабами месторождений. Приаральская провинция специфична развитием в отложениях чехла эпипалеозойской платформы континентальных — речных и эстуариевых железорудных месторождений олигоценового возраста. Западно-Сибирская железорудная провинция характеризуется широким развитием также в отложениях чехла эпипалеозойской платформы мезозойских осадочных морских бурожелезняковых руд, частью с сидеритом, к сожалению относительно бедных по содержанию железа.

При типизации железорудных провинций Союза автор опирался на их геотектоническое положение и возраст оруденения. Интересно рассмотреть железорудные провинции Союза в отношении представленных в них железорудных формаций.

Прежде всего из последней графы табл. 2 можно видеть, что имеется группа провинций, в каждой из которых представлена только одна какая-либо железорудная формация. К числу одноформационных провинций относятся Улатауская, Восточно-Киргизская и Мало-Хинганская — с месторождениями формации железистых кварцитов, Северо-Казахстанская — с месторождениями магнетитовой формации в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов, Сибирская трапповая с месторождениями формации магномагнетитовой в областях распространения траппов, Ангаро-Питская и Атасуйская с месторождениями формации гематитовой и хлорито-гематитовой в морских осадочных комплексах, Керченская и Западно-Сибирская с месторождениями формации лептохлорит-гидрогетитовой, частично с сидеритом в терригенных и терригенно-карбонатных морских отложениях, Приаральская с месторождениями формации лептохлорит-гидрогетитовой, частично сидеритовой в речных отложениях. Все другие железорудные провинции Союза содержат месторождения двух, трех и более

железорудных формаций. При этом одни сочетания формаций обусловлены общностью источников или унаследованностью рудного вещества, другие — наложениями разновременных геологических событий.

Например, в провинциях Кузнецко-Саянской и Восточного склона Урала представлены месторождения двух формаций: титаномагнетитовой в породах габбро-пироксенит-дунитовой магматической формации и магнетитовой в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов. Эти гранитоиды — производные той же габбровой магмы, которая породила и габбро-пироксенит-дунитовые комплексы. Таким образом, источником железа обеих названных железорудных формаций является общий очаг основной магмы. Число железорудных формаций провинции восточного склона Урала в последующем возросло вследствие появления месторождений осадочных континентальных природно-легированных руд, образовавшихся при развитии древнего выветривания ультраосновных пород и последующем размыве кор выветривания. В Западно-Тянь-Шанской железорудной провинции представлены месторождения магнетитовой в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов (Сусинген, Чокадам-Булак и др.) и железокарбонатной — в карбонатных породах (Абаильское) формаций. Те и другие постмагматические и относятся к одному тектоно-магматическому этапу. Есть основания полагать, что они являются производными общего магматического очага.

Унаследованность рудного вещества служит причиной сочетания в провинциях Украинского кристаллического щита и Курской магнитной аномалии месторождений формации железистых кварцитов и коры выветривания тех же кварцитов, в которой за счет рудного вещества последних возникают крупнейшие месторождения богатых остаточных мартитовых и дисперсно-гематитовых руд.

Как было сказано, многообразие железорудных формаций в провинциях может также быть обусловлено проявлениями на указанной территории, содержащей железорудные месторождения, нового этапа ее геологического развития, с геологическими процессами, обусловившими образование месторождений других формаций. Такими процессами могли быть: внедрение интрузивов, эрозия областей завершенной складчатости с последующим развитием коры выветривания, переход к платформенному режиму с накоплением отложений чехла, в которых формировались осадочные железорудные формации, смена морского режима континентальным режимом.

Так, внедрение в древние комплексы Карело-Кольской железорудной провинции, содержавшие железистые кварциты, габбро-диабазовых интрузий и позднее — щелочно-ультраосновных интрузий обусловило появление титаномагнетитовых месторождений соответствующих подформаций. Внедрение гранитоидных интрузий в вулканогенно-осадочную толщу Горно-Алтайской провинции, содержавшую морские осадочные гематитовые и хлорит-гематитовые месторождения, вызвало образование месторождений магнетитовой формации в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов и, возможно, магнетитовой формации с реликтовыми признаками осадочных железных руд.

Внедрение габбро-диабазовых интрузивов в железорудную провинцию западного склона Южного Урала, содержавшую месторождения сидеритовой пластовой формации в терригенно-карбонатных толщах, а также формации железистых кварцитов, вызвало образование месторождений титаномагнетитовой формации и железо-карбонатной формации (тела выполнения и замещения), а происшедшее после значительного перерыва древнее выветривание обусловило развитие на сидеритовых месторождениях глубоких зон окисления с гидрогетитовыми рудами.

Многообразие железорудных формаций Тургайской и Зауральской провинций (различные магматогенные, осадочные формации и формации коры выветривания) обусловлено переходом уральской складчатой области к платформенному режиму с интенсивным образованием кор выветривания и накоплением осадочных отложений чехла этой эпипалеозойской платформы, содержащих осадочные морские и континентальные железорудные формации.

Дополнительно следует остановиться на железорудных провинциях Восточного склона Урала и Сибирской трапповой. В провинции Восточного склона Урала в полной мере проявляется та главная закономерность размещения месторождений магнетитовой формации в контактовых ореолах гипабиссальных гранитоидных интрузивов, по которой скарновые магнетитовые месторождения локализуются в зонах развития эффузивно-осадочных пород с фациями карбонатных пород, прорванных интрузиями гранодиоритов, диоритов и сиенитов. Эти интрузии — производные базальтовой магмы. Аналогичные закономерности характерны и для Кузнецко-Саянской железорудной провинции.

Очень интересны некоторые особенности геологического строения Сибирской трапповой железорудной провинции. Все магномагнетитовые месторождения Сибирской платформы локализованы в пределах площади, составляющей только часть территории, на которой распространены траппы. Нами была предпринята попытка выяснить геологические причины, которые обусловливают локализацию магномагнетитовых месторождений именно в пределах данной ограниченной части Сибирской платформы, а также того, что ни в одной из всех других трапповых формаций мира подобных месторождений нет. Было обращено внимание на то, что все известные магномагнетитовые месторождения приурочены к площадям развития соленосных формаций в нижней части чехла платформы. За пределами этих площадей, несмотря на наличие траппов, магнетитовые месторождения отсутствуют. По-видимому, магномагнетитовые месторождения возникли вследствие активного выделения железа из трапповой магмы в результате ее взаимодействия с соленосными породами. Во всех других трапповых провинциях мира соленосные формации в отложениях чехлов платформы отсутствуют, как и месторождения магномагнетитовых руд.

Особенности геологии некоторых других железорудных провинций Союза затронуты ниже, в связи с вопросом о формировании особо крупных железорудных месторождений.

При составлении металлогенической карты СССР по железу в числе основных факторов размещения железорудных месторождений не были учтены этапы развития подвижных поясов и областей; этим наша карта отличается от обзорной металлогенической карты СССР. Сделано это было по следующим соображениям.

Для осадочных месторождений в геосинклинальных областях нет необходимости учитывать этапы развития подвижных поясов, поскольку закономерности размещения осадочных месторождений определяются стратиграфо-литологическими и палеогеографическими факторами. Для тех рудных формаций, которые размещаются на территории платформы, в этом также не было необходимости. Что касается магматогенных формаций, то, по существу, нет большой четкости в их распределении между различными этапами формирования складчатых областей. Мы имеем магматогенные железорудные месторождения, образованные как в ранние, так и в средние и конечные этапы развития подвижных поясов. Далеко не во всех случаях, кроме того, можно с уверенностью установить, к какому именно этапу относится возникновение того или иного конкретного магматогенного железорудного месторождения.

Поэтому в качестве основных факторов размещения при составлении металлогенической карты СССР по железу были приняты геологические условия формирования железорудных формаций: благоприятные магматические формации или стратиграфо-литологические комплексы и свиты, локализация в складчатых областях или платформах, принадлежность рудоносных комплексов по их возрасту к определенным эпохам.

Сделанный нами обзор закономерностей размещения железорудных месторождений на территории СССР позволяет высказать некоторые соображения о дальнейших возможностях расширения железорудных ресурсов отдельных провинций и районов.

Помимо железорудных провинций с крупными железорудными ресурсами существуют некоторые провинции и отдельные районы с небольшими выявленными ресурсами, в которых можно ожидать существенного увеличения запасов железных руд. К ним следует, в частности, отнести Мало-Кавказскую провинцию в пределах Сомхито-Карабахской, Севано-Акеринской и Мисхано-Зангезурской зон, с их пока еще малыми и средними по масштабам железорудными месторождениями, но с благоприятными геологическими условиями нахождения месторождений, столь необходимых для развития кавказской металлургии. На Малом Кавказе следует развивать геолого-поисковые работы с учетом возможности обнаружения здесь новых месторождений, в особенности двух формаций — титаномагнетитовой в основных породах и магнетитовой в скарнах.

Для Малого Кавказа не выяснен также вопрос о факторах размещения и перспективах железорудных месторождений типа Чатахских, связанных с эффузивно-осадочными отложениями.

Исходя из опыта изучения Курской магнитной аномалии, следует развивать геолого-геофизические работы для обнаружения в пределах докембрийского фундамента Мазурско-Белорусской антеклизы относительно неглубоко залегающих полос железистых кварцитов и месторождений богатых руд коры выветривания. В пределах Воронежской и Мазурско-Белорусской антеклиз не исключено также обнаружение месторождений титаномагнетитовой формации в метаморфизованных породах габбро-диорит-диабазовой магматической формации.

Следует обратить внимание на Среднеазиатский регион, где нами выделены Западно-Тянь-Шанская и Южно-Киргизская железорудные провинции. После выявления довольно крупных запасов Чокадам-Булакского скарново-магнетитового месторождения, относящегося к Западно-Тянь-Шанской железорудной провинции, и установления перспективности Джетымской группы месторождений формации железистых кварцитов в Южно-Киргизской железорудной провинции обе названные провинции приобретают большой интерес.

В пределах Западного Забайкалья заслуживает внимания бассейн р. Уды и смежные территории Бурятской АССР, где известно много мелких скарново-магнетитовых месторождений. Эта часть Забайкалья испытала активизацию, в связи с чем здесь проявился магматизм щелочно-гранитоидного и габброидного типов, что не исключает возможности обнаружения здесь новых месторождений.

Таковы основные предложения, вытекающие непосредственно из обзора закономерностей размещения железорудных месторождений, отображенных на нашей карте. Конечно, известные железорудные районы также следует развивать, и для этого тоже нужны прогнозы, но это уже сфера детального металлогенического анализа, детальных прогнозов, что лежит за пределами данной статьи.

В заключение коснемся вопроса о формировании железорудных месторождений с крупными запасами руд или богатыми рудами; эта проблема

весьма актуальна для развивающейся черной металлургии. К числу благоприятных геологических факторов формирования таких железорудных месторождений относится прежде всего древнее выветривание железистых кварцитов в докембрийских толщах, в результате которого образовались крупнейшие железорудные месторождения очень богатых мартитовых руд Кривого Рога и КМА. Возможности обнаружения месторождений этого типа в Украинском кристаллическом щите и особенно в антеклизах докембрия Русской платформы еще не исчерпаны.

В условиях трапповой области Сибирской платформы крупные месторождения магнетитовых руд возникли в поле распространения соленосных отложений в нижнем этаже чехла платформы, на участках проявления интенсивной разрывной тектоники, предшествовавшей внедрению траппов. Именно подобными общегеологическими условиями характеризуется район недавно открытых крупных магномагнетитовых месторождений в среднем течении Ангары. Аналогичные условия также характерны для южной части этой области, к югу от транссибирской магистрали. Отметим, что и в этом районе распространены соленосные отложения в нижнем этаже чехла платформы. Поэтому данная территория также должна привлечь к себе внимание. Здесь должны быть усилены магнитометрические работы повышенной точности и другие работы для обнаружения месторождений магномагнетитовой формации.

По-видимому, для месторождений магнетитовой формации в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов фактором образования особо крупных концентраций руд является также взаимодействие магмы с соленосными отложениями. Это, конечно, гипотеза. Она была выдвинута автором для уникальных по своим запасам магнетитовых месторождений Тургайской железорудной провинции, в которых руды сопровождаются интенсивным развитием хлорсодержащего скаполита.

Хотя в пределах Тургайской провинции и не обнаружено собственно галитовых формаций (галиты очень трудно сохраняются при контактовом и гидротермальном метаморфизме), однако в настоящее время здесь установлено достаточно широкое развитие во вмещающих породах осадочного ангидрита, подвергавшегося вместе с другими вмещающими породами контактово-метасоматическим преобразованиям. Эти данные в известной мере подтверждают гипотезу, связывающую образование Тургайских магнетитовых месторождений с активным выделением железа из магмы при взаимодействии ее с соленосными породами.

Известно, что очень крупные морские осадочные месторождения, Аятское и Керченское, образовались в широких морских заливах, частью на месте мульд, при спокойном тектоническом режиме и при развитии древнего выветривания пород в эпоху, предшествовавшую отложению рудоносных свит.

Указанные условия формирования очень крупных железорудных месторождений следует использовать при дальнейших поисках крупных месторождений. Необходимо в дальнейшем интенсивно изучать условия формирования сверхкрупных месторождений. Однако это уже задача не собственно металлогенических исследований, а исследований по рудообразованию.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ)

А. Д. Щеглов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОН АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В последние годы внимание геологической мысли все больше и больше привлекают вопросы, касающиеся так называемых активизированных зон земной коры. Эти вопросы явились предметом специального обсуждения на Втором Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе в 1962 г., а также получили освещение с различных позиций в многочисленных публикациях ряда исследователей (Активизированные зоны земной коры..., 1964; Корешков, 1960; Нагибина, 1963; Андреев, 1963; Масайтис, Старицкий, 1963, 1964; Комаров, Хренов, 1962; Радкевич, 1965; Хаин, 1965 и др.).

Еще совсем недавно проблема активизированных зон земной коры рассматривалась главным образом в аспекте новейших и современных тектонических движений, приводящих к созданию «молодых» сводовых поднятий и определяющих современный геоморфологический облик регионов, в настоящее же время явления тектонической активизации земной коры воспринимаются как комплекс сложных и принципиально различных геологических процессов, ведущих к возникновению качественно отличных друг от друга тектонических форм.

В. В. Белоусов (1964) отчетливо показал, что некоторые активизированные зоны представляют собой особую стадию эволюции земной коры, проявляющуюся после платформенного этапа ее развития, когда определенные участки земной коры, достигшие уже платформенного состояния, подвергаются в дальнейшем тектонической активизации и приобретают не свойственную платформам подвижность. Белоусов полагает, что формирование активизированных зон — характерная особенность совершенно новой «базальтовой» стадии развития Земли.

Еще раньше Г. Ф. Мирчинк (1940) указывал, что платформы и геоантиклинальные зоны в процессе развития «уступают свое место новым типам структурных элементов — глыбовым структурам, которые, по существу, с альпийской и даже тихоокеанской революционной фазы преобразования земного лика начинают играть ведущую роль».

Самостоятельное металлогеническое значение таких глыбовых зон отметили Д. И. Горжевский (1964) и В. Н. Козеренко (см. Горжевский, Козеренко, 1965а, б). Они показали, что глыбовые зоны — тектонически активные элементы земной коры и представляют собой определенный тип подвижных структур, для которых характерны специфические магматические и рудные формации. Такие зоны возникают в процессе разрушения древних платформ, зон завершенной складчатости и срединных массивов и связаны с возникновением систем крупных разломов.

На необходимость выделения особого типа структур в Восточной Азии, возникающих и на платформах, и в разновозрастных складчатых областях, обращают внимание В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий (1963, 1964). Вслед за Чен Го-да (Chen Kuo-da, 1960) они выделяют третий, основной структурный элемент земной коры — области «дива», которые представляют собой не что иное, как зоны активизации, возникающие на консолидированных структурах платформ и областей завершенной складчатости. Сходные представления развивают Ю. В. Комаров и П. М. Хренов (1962).

Рассматривая вопрос о необходимости выделения третьего, основного структурного элемента земной коры и приводя характеристику некоторых активизированных зон, В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий практически исключают возможность тектонической активизации платформенных и консолидированных областей завершенной складчатости под влиянием развития ближайших геосинклиналей.

Между тем именно в Восточной Азии, в частности в складчатых областях восточных районов Советского Союза, отчетливо устанавливается взаимосвязь между развитием геосинклиналей и обрамляющих их жестких рам, когда в бортовых частях геосинклиналей (или геосинклинальных систем) возникают своеобразные активизированные участки (зоны), развитие которых в ряде случаев приводит к формированию крупных вулканических поясов. М. И. Иициксон, В. С. Кормилицын, Л. И. Красный и В. Т. Матвеенко (1960) выделяют крупный Восточно-Азиатский вулканический пояс, протягивающийся по побережью Охотского и Японского морей и возникающий в зонах разломов в борту развивающейся молодой геосинклинали.

Значение явлений активизации геосинклинальных рам для внедрения гранитных магм в краевых частях азиатского континента под влиянием развития геосинклинальных систем мезозойского возраста в зоне Тихоокеанского кольца показала в своих работах М. С. Нагибина (1960, 1963). Она подчеркнула, что внедрение мезозойских гранитов в периферической части Тихоокеанского пояса связано с процессами активизации древних складчатых областей под влиянием мезозойских тектонических движений. Процессы активизации платформенных сооружений Китая, проявившиеся под влиянием развивающихся на смежных территориях молодых подвижных зон, охарактеризованы в отечественной литературе Е. А. Радкевич (1965). Однако до настоящего времени нет единого и общепризнанного толкования процессов активизации земной коры. Различные исследователи понимают эти процессы по-разному. При этом их значение и место в истории развития земной коры оцениваются неодинаково, в особенности с точки зрения связи с этими явлениями месторождений полезных ископаемых. Еще крайне недостаточно разработана терминология, характеризующая сложные и различные по своим особенностям процессы активизации консолидированных сооружений. Эти явления часто определяются одним термином, хотя представляют собою различные процессы, которые нельзя сводить к одному всеобщему типу развития, проявляющемуся повсеместно в стандартной форме.

В настоящее время среди явлений тектонической активизации консолидированных платформенных и складчатых сооружений наиболее контрастно выделяются три следующих крупных типа процессов, приводящих к формированию различных по своим особенностям активизированных зон земной коры:

1) процессы автономной[1] активизации, представляющие собой результат особой (третьей) формы развития земной коры и приводящие

[1] Вводя термин автономная активизация, мы хотим подчеркнуть независимость данных процессов от развития других крупных структурных форм Земли.

к формированию новых структурных элементов, равнозначных платформам и геосинклиналям;

2) процессы активизации, происходящие в связи с развитием на смежных территориях подвижных поясов и приводящие к образованию активизированных зон в пределах рам геосинклиналей;

3) процессы активизации, создающие макрорельеф регионов и проявляющиеся в новейших тектонических движениях.

Выделенные типы процессов активизации земной коры различны по своему значению и масштабам проявления. Среди них особое место занимают процессы автономной активизации. Они изучены совершенно недостаточно и до последнего времени вопросам связи с этими процессами эндогенных месторождений не уделялось должного внимания.

Исследования автора последних лет показывают, что зоны автономной активизации земной коры не бесплодны в отношении рудных месторождений и с их развитием связано проявление пестрого спектра эндогенных месторождений (Щеглов, 1960—1966).

Особенности металлогении активизированных зон геосинклинальных рам подробно охарактеризованы В. И. Смирновым (1962). Он показал, что в бортах некоторых геосинклиналей наряду с месторождениями предшествующих эпох формируются месторождения, сингенетичные и синхронные оруденению, возникающему в пределах геосинклинали на разных стадиях превращения ее в складчатую область. Выделяются четыре типа рудоносности геосинклинальной рамы: 1) интенсивно активизированные (регенерированные по В. И. Смирнову), с проявлением магматизма и оруденения всех стадий, известных в данной геосинклинали; 2) ограниченно активизированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий данной геосинклинали; 3) слабо активизированные с проявлениями телетермального оруденения поздней стадии развития; 4) с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития (Смирнов, 1962).

Иногда в активизированных рамах геосинклиналей возникают своеобразные структуры — вулканогенные пояса, характеризующиеся развитием месторождений, свойственных поздним стадиям развития геосинклиналей (Иициксон и др., 1960).

С процессами активизации третьего типа, создающими макрорельеф регионов и проявляющимися в новейших тектонических движениях, приводящих к созданию современных горных сооружений, эндогенное рудообразование не связано. Эти процессы приводят к уничтожению эндогенных месторождений, однако имеют определяющее значение для формирования россыпей.

В некоторых регионах процессы автономной активизации (первый тип) и процессы, ведущие к созданию макрорельефа (третий тип), тесно связаны между собой, близки по времени и проявляются в определенной последовательности. Во многих случаях зоны автономной активизации являются и областями горообразования.

Зоны активизации земной коры исследованы еще крайне недостаточно, но в еще меньшей степени познаны закономерности формирования в их пределах рудных концентраций. Между тем выявление характерных металлогенических особенностей процессов активизации имеет важное значение, так как с ними связано возникновение крупных месторождений.

В настоящей работе нами предпринята первая попытка осветить характерные черты металлогении наименее изученного типа активизации земной коры — автономной активизации, показать значение этих процессов в формировании месторождений, дать характеристику типов и геологических закономерностей размещения последних.

Процессы автономной активизации охватывают различные по геологическому строению и истории развития структуры. Они наиболее отчетливо проявляются на площадях древних складчатых областей, имеющих протерозойский или палеозойский возраст, срединных массивов с выведенным на поверхность складчатым основанием и на территориях некоторых древних платформ и их щитов. Несмотря на принципиальные различия, эти структуры имеют ряд общих особенностей, одна из которых — характер основания (субстрата), на котором развиваются процессы активизации. В большинстве случаев субстрат представлен консолидированными сооружениями, созданными в результате развития древних геосинклиналей (подвижных поясов) со всем присущим последним набором осадочных и магматических формаций, часто представленных их метаморфическими фациями. Вторая особенность заключается в том, что процессы активизации во многих случаях значительно оторваны во времени от образования складчатого основания, на котором они развиваются. По имеющимся в настоящее время данным можно считать, что процессы автономной активизации проявляются наиболее контрастно в позднем мезозое и кайнозое.

Под зонами автономной активизации нами понимаются регионы, прошедшие в ранние периоды своей геологической истории геосинклинальную стадию развития, вплоть до превращения в область завершенной складчатости или платформу и затем, спустя длительный промежуток времени, измеряемый часто несколькими геологическими периодами, подвергшиеся воздействию качественно новых тектонических процессов, не связанных в своем развитии с формированием геосинклинальных прогибов на смежных территориях. Эти процессы представляют собой сложный комплекс геологических явлений, приводящих к образованию новых тектонических форм. Они проявляются в усилении роли крупных разломов и формировании наложенных локальных прогибов, выполненных обычно вулканогенными и терригенными, часто угленосными континентальными образованиями. Формирование таких наложенных структур обычно завершается складчатостью и проявлением трещинного интрузивного магматизма.

Процессы активизации охватывают огромные площади и происходят одновременно на территории различных структур, в частности территории разновозрастных складчатых областей, что не позволяет рассматривать эти процессы как завершающие их развитие.

Изучение геофизических особенностей зон активизации свидетельствует об особом характере строения земной коры в этих районах, что соответствует автономности процессов, происходящих в этих структурах. Для зон автономной активизации характерно резкое уменьшение мощности гранитного слоя при значительном увеличении базальтового (Косминская, 1958; Белоусов, 1964). Б. А. Андреев (1963) указывает, что зонам автономной активизации (районам сводовых поднятий, по Б. А. Андрееву) свойственны следующие геофизические особенности: 1) наличие обширных зон региональных отрицательных аномалий; 2) увеличенная мощность земной коры не за счет гранитного, как в типичных геосинклинальных областях, а за счет базальтового слоя; 3) наличие в ряде мест утолщений («раздувов») базальтового слоя, имеющих и двустороннюю, и одностороннюю форму.

Эти геофизические данные свидетельствуют о том, что проявление процессов автономной активизации обусловлено причинами, связанными с преобразованиями в строении земной коры, прежде всего с «базификацией» земной коры, увеличением мощности ее базальтового слоя (Белоусов, 1964; Масайтис, Старицкий, 1964).

В последнее время все больше и больше исследователей приходят к выводу о том, что явления автономной активизации представляют собой

совершенно самостоятельный комплекс геологических процессов, в своем развитии не связанный с формированием одновозрастных подвижных поясов (Павловский, 1948, 1953; Шейнманн, 1959; Флоренсов, 1960; Корешков, 1960; Комаров, Хренов, 1962; Масайтис, Старицкий, 1963, 1964; Белоусов, 1964; Горжевский, Козеренко, 1965б и др.). Все это дает основание считать, что эндогенные месторождения, формирующиеся в процессе автономной активизации, следует относить к особой группе, а не рассматривать как образующиеся в связи с развитием одновозрастных подвижных областей, обычно удаленных от месторождений на сотни километров (Щеглов, 1964, 1965).

Зоны автономной активизации по особенностям их заложения на различных структурах можно подразделить на зоны в пределах складчатых областей, зоны в пределах срединных массивов и зоны в пределах платформ и их щитов.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

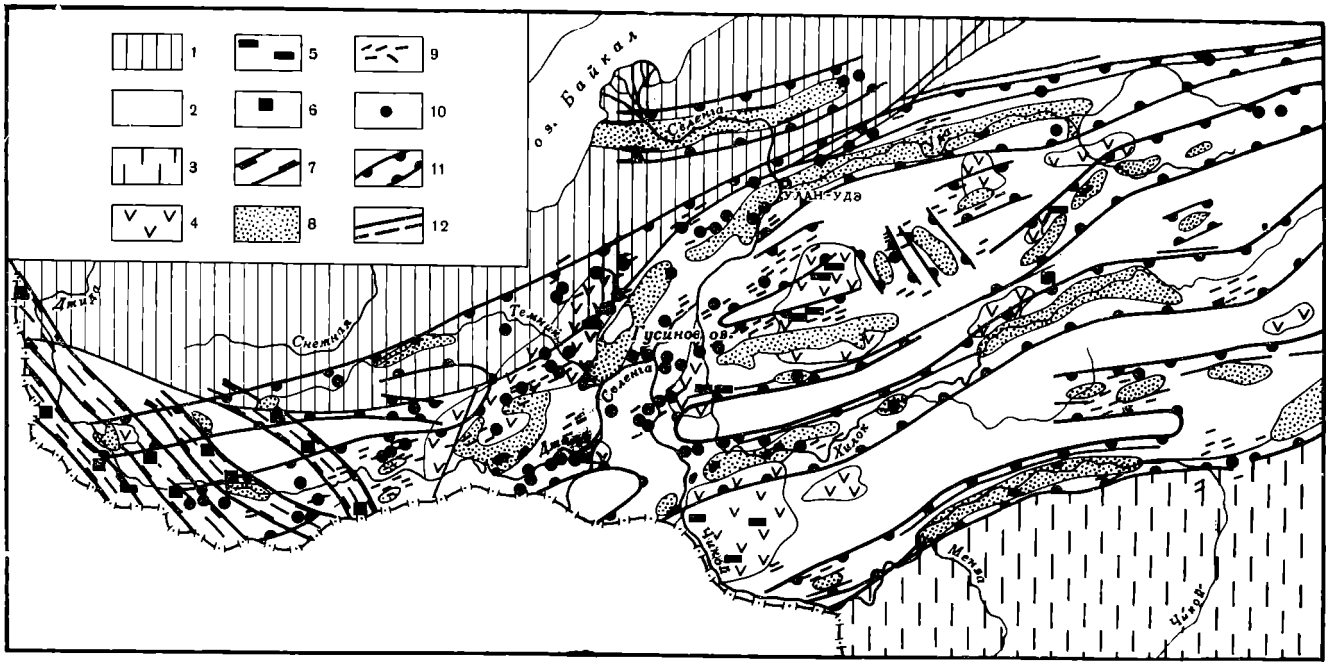
Зоны автономной активизации в пределах складчатых областей известны в ряде регионов Советского Союза и за рубежом. Рассмотрим основные черты металлогении некоторых из этих наиболее изученных структур.

Западное Забайкалье. Пожалуй, наиболее всесторонне процессы автономной активизации и связанные с ними эндогенные месторождения, проявляющиеся в пределах складчатых областей, изучены в настоящее время в Западном Забайкалье.

В этом регионе отчетливо выделяются три разновозрастные складчатые области: 1) байкальская, или протерозойская, 2) каледонская, или раннепалеозойская, и 3) герцинская, или среднепалеозойская, которые закономерно сменяют с северо-запада на юго-восток одна другую, как бы окаймляя и наращивая в виде широких полос Сибирскую платформу.

Складчатые области Западного Забайкалья, пройдя сложный и неодинаковый путь развития, представляли к началу мезозоя стабилизированные сооружения, аналогичные по особенностям тектонического режима областям завершенной складчатости. В мезозое на территории байкальской и каледонской складчатых областей возникли своеобразные наложенные депрессионные структуры, как правило, сопряженные с крупными разломами и выполненные терригенными и вулканогенными отложениями различного возраста (фиг. 1). В герцинской складчатой области подобные структуры не установлены.

В формировании наложенных структур отчетливо выделяются две стадии. Первая стадия охватывает верхнюю пермь, триас и, возможно, нижнюю юру. В это время на консолидированных каледонских и байкальских структурах формировались пологие прогибы, выполненные вулканогенными и, реже, вулканогенно-осадочными образованиями. История развития «вулканогенных наложенных прогибов», их внутреннее строение и тектоника изучены еще недостаточно. Устанавливается, что разрезы вулканогенных толщ непостоянны, а общая мощность эффузивных образований достигает 6—7 *км*; преобладают основные и средние эффузивы при резко подчиненном значении кислых вулканогенных пород. В некоторых районах широко распространены щелочные эффузивы (хр. Цаган-Хуртей). Положение в разрезах разных районов основных, кислых и щелочных эффузивов неодинаково. Вулканогенные отложения смяты в простые пологие, часто весьма крупные складки. Складчатость сопровождалась интрузивной деятельностью, выразившейся в образовании трещинных



Фиг. 1. Схема размещения мезозойских эндогенных месторождений в активизированных байкальской и каледонской складчатых областях Западного Забайкалья

1 — байкальская складчатая область; *2* — каледонская складчатая область; *3* — герцинская складчатая область; *4* — наложенные прогибы, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями перми, триаса и, возможно, нижней юры, в пределах которых локализуются трещинные интрузии щелочного состава (на схеме не показаны); *5* — молибденовые рудопроявления, связанные с щелочными интрузиями; *6* — редкометальные (молибденовые и вольфрамовые) месторождения, ассоциирующиеся с трещинными интрузиями гранит-порфиров гуджирского комплекса; *7* — редкометальные рудные зоны; *8* — наложенные впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями (J_2 — Cr_1); *9* — основные щелочные интрузии (дайки и согласные тела в центральных частях депрессий); *10* — флюоритовые месторождения; *11* — зоны эпитермальной минерализации; *12* — разрывы

массивов, главным образом кислых и щелочных пород. Такие интрузии обычно приурочены к зонам разломов и в ряде случаев линейно вытянуты вдоль последних.

Вторая стадия в формировании наложенных мезозойских структур связана с образованием узких вытянутых впадин (депрессий), выполненных континентальными угленосными отложениями и приуроченных к региональным зонам тектонических нарушений. Эти структуры детально изучены Н. А. Флоренсовым (1960), который назвал их впадинами забайкальского типа. Их образование в Западном Забайкалье начинается со средней юры и продолжается вплоть до нижнего мела. Такие наложенные впадины имеют длину порядка 100—120 *км* и обычно разделены перемычками, сложенными породами домезозойского фундамента. Расстояние между отдельными впадинами 10—80 *км*, ширина впадин от 8 до 20—30 *км*. В байкальской складчатой области Хамар-Дабана впадины имеют незначительные размеры, тогда как среди каледонских структур они образуют системы впадин или гирлянды, вытянутые в северо-восточном направлении.

Впадины часто ограничены крупными разломами, которые, как правило, устанавливаются только с одной стороны депрессий, хотя известны случаи, когда последние ограничены протяженными разломами с двух сторон. Для таких наложенных угленосных депрессий характерны следующие общие особенности:

1) эти структуры, как и «вулканогенные наложенные прогибы», закладываются на разнородном и разновозрастном фундаменте и в большинстве случаев отделены значительным перерывом в осадконакоплении от основания, на котором они развиваются (Нагибина, 1963); исключения наблюдаются в тех случаях, когда эти структуры накладываются на вулканогенные прогибы, как в Боргойской депрессии или на севере Тамирской гривы;

2) впадины (депрессии) имеют в подавляющем большинстве характерную сильно вытянутую форму — длина в 10—15 раз превышает ширину структур;

3) для впадин почти обязательна тесная связь с региональными нарушениями, главным образом северо-восточного простирания;

4) впадины выполнены терригенными угленосными отложениями молассового типа; для нижних частей разреза в некоторых депрессиях типично проявление вулканогенных, обычно порфиритового характера, образований, сложно сочетающихся с осадочными породами.

Такие структуры нами условно называются «терригенными наложенными впадинами». С их развитием связано проявление сложного комплекса субвулканических основных — щелочных интрузий.

Наложенные на байкальские и каледонские консолидированные сооружения мезозойские структуры представляют собой совершенно самостоятельные типы геотектонических элементов, не связанные с формированием удаленных на многие сотни километров одновозрастных геосинклиналей. Они являются выражением автономных процессов мезозойской активизации древних складчатых сооружений, о чем, в частности, свидетельствует резко пониженная мощность гранитного слоя в районах, затронутых этими процессами (Булмасов, 1960).

С мезозойской активизацией байкальских и каледонских структур Западного Забайкалья связано проявление многочисленных эндогенных месторождений, среди которых выделяются две крупные группы. Месторождения первой группы представлены главным образом редкометальными (молибденовыми и вольфрамовыми) рудными образованиями, ассоциирующимися с различными по составу раннемезозойскими интрузиями;

они возникают в стадию «вулканогенных наложенных прогибов». Вторая группа — преимущественно флюоритовые месторождения эпитермального типа, которые образуются в стадию формирования «терригенных наложенных впадин».

По геологическим условиям образования (связи с определенными интрузивными породами, тектоническими структурами и т. д.) и генетическим особенностям редкометальные раннемезозойские месторождения разделяются на три группы.

В первую группу входят молибденовые, молибден-вольфрамовые и, реже, вольфрамовые месторождения и рудопроявления, связанные с трещинными приповерхностными интрузиями гранитов и гранит-порфиров (месторождения Джидинского типа). Такие месторождения встречаются главным образом в пределах Джидинского рудного района, где они представлены несколькими генетическими типами: грейзеновыми, скарновыми и гидротермальными месторождениями при резко подчиненном значении крайне редких пегматитовых и магматических рудопроявлений. Характерная особенность месторождений — их формирование в несколько стадий минерализации при широком проявлении средне- и низкотемпературных стадий. При этом устанавливается, что образование молибденовых руд, представленных кварц-молибденитовыми прожилками с флюоритом, происходило раньше главной стадии образования вольфрамовых руд. Важно отметить, что первые обычно локализуются в пределах материнских интрузий, образуя штокверки, вторые — на некотором удалении от них во вмещающих породах, где обычно представлены крупными сериями кварц-вольфрамитовых жил. Рудный процесс, как правило, заканчивается образованием сульфидно-вольфрамитовых жил (с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами) и проявлением поздних — халцедоновой (с вольфрамитом и флюоритом) и карбонатной стадий минерализации. В некоторых месторождениях сложная полиметаллическая минерализация, сопровождаемая мелкозернистым кварцем,— самостоятельная и более поздняя по отношению к кварц-вольфрамитовым рудам.

Такие редкометальные месторождения генетически связаны с небольшими штоками лейкократовых гранитов и гранит-порфиров (гуджирский интрузивный комплекс), повсеместно приуроченных к зонам тектонических нарушений, где в некоторых случаях образуют «цепочки» небольших массивов, как бы нанизанных на разломы. Характерная особенность интрузий — непостоянство их строения. Обычно лейкократовые граниты на контакте с вмещающими породами переходят в гранит-порфиры, а последние (иногда в узкой зоне контакта) — в кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, нередко с отчетливыми следами флюидальности.

На основании геологических данных возраст рудоносных гранитоидов датируется ранним мезозоем: они прорывают основные эффузивы условно нижнетриасового возраста и встречаются в гальке базальных конгломератов средней юры. Анализ значений абсолютного возраста, полученных различными методами, свидетельствует о мезозойском возрасте интрузий и оруденения; многие данные указывают на раннемезозойский возраст (210—172 млн. лет).

Месторождения Джидинского типа расположены главным образом в пределах одноименного рудного района. В последнее время вольфрамовое оруденение в связи с трещинными мезозойскими интрузиями выявлено в восточных районах Западного Забайкалья в Цаган-Хуртейском хребте. Размещение интрузий и связанных с ними месторождений отчетливо контролируется тектоническими нарушениями; последние в Джидинском районе выражены зонами повышенной трещиноватости, которые или располагаются одна за другой (с перерывами либо без них), или кулисооб-

разно заходят друг за друга. Такие участки образуют еще более крупные магмо- и рудоконтролирующие структуры (рудные зоны), вытянуты в северо-западном направлении и располагаются параллельно друг другу (см. фиг. 1). Обычно границы таких зон устанавливаются в достаточной степени условно, так как определяются не размерами конкретных геологических структур, а зависят от степени «разноса» интрузий и месторождений в стороны от располагающихся в пределах зон тектонических нарушений (ослабленных участков).

Четкая линейность в размещении рудоносных интрузий и ассоциирующих с ними месторождений обусловлена специфическими особенностями проявления мезозойских магмоконтролирующих тектонических нарушений, которые в своем развитии не связаны с древними (каледонскими или протерозойскими) разрывами. Наложенный характер мезозойских рудоконтролирующих разломов (и рудных зон) подчеркивается тем, что молодые разломы не наследуют направление и в особенности местоположение более древних складчатых и разрывных структур.

Вторая группа объединяет крайне незначительные по своим масштабам молибденовые месторождения и рудопроявления грейзенового и кварцевого типов. Для них характерно проявление только молибденовой минерализации при полном отсутствии вольфрамового оруденения (месторождения Шалотское, Надеинское, Ходжертуйское, Хамбинское и др.). Эти месторождения ранее относились к месторождениям Джидинского типа. Однако всестороннее изучение их и ассоциирующихся с ними интрузий, а также особенности размещения месторождений показывают, что они резко отличаются от месторождений Джидинского типа и должны быть выделены в самостоятельную группу. Месторождения этой группы представлены обычно кварцевыми жилами и прожилками с редкой вкрапленностью молибденита, которые сформировались в одну стадию минерализации и имеют простой минеральный состав (молибденит, пирит, иногда гематит, крайне редко — флюорит, турмалин и топаз).

Важная особенность месторождений — широкое проявление процессов грейзенизации вмещающих гранитоидов, преобразующих последние в своеобразные мелкозернистые кварц-мусковитовые породы. Кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены возникают непосредственно в зальбандах рудных прожилков или в центральных частях прожилковых зон, тогда как в удалении от них появляются кварц-мусковитовые грейзены с обильной вкрапленностью пирита. Размеры зон грейзенизированных пород, в особенности сопровождающих тонкие кварцевые прожилки, во много раз превышают общую мощность последних.

Месторождения этой группы пространственно и генетически связаны с небольшими по размерам трещинными интрузиями лейкократовых кварцевых сиенитов, аляскитов и аляскитовых гранит-порфиров. Эти интрузии ассоциируются с сиенитами и щелочными гранитами, с которыми имеют четкие эруптивные контакты, что позволяет рассматривать их как более поздние, дополнительные фазы щелочных интрузий.

На основании геологических данных устанавливается, что интрузии, с которыми ассоциируются молибденовые месторождения данной группы, прорывают нижнетриасовые основные эффузивы, а их галька находится в среднеюрских базальных конгломератах. Данные абсолютного возраста, в пределах точности этого метода, соответствуют наблюдаемым геологическим взаимоотношениям. Так, абсолютный возраст кварц-мусковитовых околожильных грейзенов, по результатам калий-аргонового метода, 220 и 228 млн. лет (нижний триас), возраст интрузии — 248 млн. лет.

Щелочные интрузии и аляскитовые граниты, сопровождаемые молибденовым оруденением, локализуются только в пределах каледонской

складчатой области. Они группируются в пределах вытянутого в северо-восточном направлении пояса, отчетливо окаймляющего с северо-запада герцинские структуры. Щелочные интрузии и аляскиты в своем размещении тесно связаны с вулканогенными наложенными прогибами, почти всегда проявляются в районах развития раннемезозойских эффузивов. Такая связь наблюдается в Тамирской гриве, хребте Цаган-Дабан, Хамбинском хребте и менее отчетливо — на южных отрогах Малого Хамар-Дабана. В отличие от рудоносных интрузий предыдущей группы молибденоносные аляскиты не приурочены к выдержанным магмоконтролирующим разломам, прослеживающимся на многие километры, а локализуются в небольших тектонических нарушениях, нередко имеющих различное простирание. В Западном Забайкалье выделяются несколько рудных зон с развитием таких интрузий и связанных с ними молибденовых месторождений; при этом характерно, что почти все они приурочены к «вулканогенным наложенным прогибам».

Редкометальные месторождения третьей группы или месторождения Витимского типа располагаются также среди активизированных в мезозое каледонских структур. Для месторождений характерно более интенсивное проявление молибденовой минерализации по сравнению с вольфрамовым оруденением.

Месторождения формируются в несколько стадий минерализации, при этом вольфрамовая минерализация (вторая стадия) — более ранняя по отношению к основной стадии проявления молибденового оруденения. Характерно отсутствие полиметаллической стадии минерализации, место которой в общем ходе рудного процесса занято стадией безрудных кварцевых прожилков (четвертая стадия), накладывающихся на кварц-молибденовые руды третьей стадии.

На одном из наиболее хорошо изученных месторождений этой группы устанавливается определенная горизонтальная зональность, обусловленная локализацией более высокотемпературных и более ранних кварцевых прожилков с флюоритом, вольфрамом и крупночешуйчатым молибденитом в пределах штока рудоносных гранит-порфиров и его недалеком экзоконтакте, а кварц-молибденитовых прожилков последующей (третьей) стадии минерализации — в далеком экзоконтакте на расстоянии до 1,5 *км* от материнской интрузии.

Процесс образования кварц-вольфрамитовых прожилков второй стадии (с флюоритом, молибденитом, висмутином) сопровождается интенсивной грейзенизацией вмещающих пород, тогда как формирование более поздних кварц-молибденитовых прожилков неразрывно связано с серицитизацией вмещающих гранитоидов. Последний процесс протекает одновременно с окварцеванием, пиритизацией и хлоритизацией боковых пород.

Месторождения генетически связаны с трещинными интрузиями гранит-порфиров так называемого нырокского комплекса. В размещении интрузий особую роль играют разрывные нарушения. В некоторых случаях устанавливается, что рудоносные гранит-порфиры приурочены к пересечению разломов различного простирания. Возраст месторождений на основании определений абсолютного возраста рудоносных интрузий принимается мезозойским. Во всяком случае оруденение связано с самыми молодыми в районе трещинными интрузиями.

Особенности локализации этой группы месторождений в пространстве установлены в настоящее время только в самых общих чертах и выражаются в тесной их связи с трещинными мезозойскими рудоносными интрузиями, которые приурочены к молодым зонам разломов.

Для сопоставления особенностей проявления мезозойских редкометальных месторождений, формирующихся в активированных каледонских

структурах Западного Забайкалья, в табл. 1 приведена их краткая сравнительная характеристика.

Во вторую стадию активизации древних консолидированных структур Западного Забайкалья, условно названную стадией «терригенных наложенных впадин», формируются эпитермальные месторождения, среди которых наиболее широко развиты флюоритовые при резко подчиненном значении небольших, часто единичных рудопроявлений золота, барита, сурьмы, ртути, вольфрама и самородного мышьяка.

Месторождения и рудопроявления флюорита встречаются главным образом в каледонской складчатой области при незначительном развитии в области байкальской складчатости. В пределах герцинских структур они неизвестны. Месторождения представлены типичными эпитермальными образованиями кварц-флюоритового типа и имеют простой минеральный состав: кварц и флюорит — главные минералы при резко подчиненном значении других.

Многие флюоритовые месторождения сформировались в несколько стадий минерализации, что свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке в момент их образования. На приоткрывание рудных полостей в процессе рудоотложения указывают широко распространенные брекчиевые и полосчатые текстуры руд. Особенность жильного кварца месторождений — его халцедоновидный облик, а также наличие в нем реликтов колломорфного строения.

Флюоритовые месторождения парагенетически связаны со сложным комплексом посленижнемеловых основных щелочных пород. Автором совместно с М. И. Розиновым (Щеглов, Розинов, 1964) установлено, что интрузии комплекса отчетливо разделяются на две группы: согласные пластовые тела, залегающие непосредственно в мезозойских наложенных депрессиях среди относительно пластичных осадочных пород, и секущие дайковые тела, располагающиеся в обрамлении депрессий. Первые представляют собой дифференцированные полифациальные субвулканические интрузии, сложенные преимущественно основными субщелочными породами (трахидолеритами, лимбургитами, шошонитами, эссекситами, кринанитами, тешенитами, монцонитами, щелочными сиенитами). Вторые характеризуются многофазностью внедрения и большим петрографическим разнообразием слагающих их пород (от трахидолеритов, эссекситов, монцонитов до сиенитов, сиенит-порфиров и фельзит-порфиров). Помимо близкого геологического возраста пластовых тел и даек, эти образования имеют много общих очень характерных особенностей, подтверждающих их комагматичность.

Дайки приурочены к разломам северо-восточного простирания, обрамляющим мезозойские впадины, и образуют пояса, пространственно совпадающие с зонами развития флюоритового оруденения. Кроме такой общей пространственной связи флюоритовых месторождений с посленижнемеловыми интрузиями, отмечается частая приуроченность кварц-флюоритовых жил непосредственно к самим дайкам. В дайках натриевых сиенитов устанавливается также значительное количество акцессорного флюорита, встречающегося в миароловых пустотах, и повышенное содержание флюорита в сингенетичных полевошпатовых обособлениях. В некоторых случаях наблюдаются апофизы даек сиенитов, переходящие по простиранию в полевошпатовые окончания с флюоритом и кварцем. Устанавливается, что для пород посленижнемелового комплекса характерно повышенное содержание фтора (Щеглов, Розинов, 1964).

Посленижнемеловой возраст флюоритовой минерализации Западного Забайкалья доказывается непосредственным залеганием кварц-флюоритовых жил в нижнемеловых песчаниках и конгломератах (месторождения

Сравнительная характеристика мезозойских молибденовых и вольфрамовых месторождений, проявившихся в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья

Отличительные признаки	Месторождения джидинского типа	Месторождения витимского типа	Месторождения ходжертуй-шалотского типа
Связь с интрузивными породами	Генетическая связь с трещинными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров, реже — лейкократовых гранитов гуджирского интрузивного комплекса. Характерен альбитовый состав плагиоклазов	Генетическая связь с трещинными интрузиями гранит-порфиров ныроккого интрузивного комплекса. Характерен олигоклазовый состав плагиоклазов; несколько повышенное по сравнению с интрузиями гуджирского комплекса содержание биотита	Генетическая связь с небольшими массивами розовых аляскитов, аляскитовых гранит-порфиров и, реже, лейкократовых сиенит-порфиров
Тип месторождений, особенности формирования, минеральный состав	Месторождения сформированы в несколько стадий минерализации. Основная масса молибденита связана с ранними высокотемпературными кварцевыми прожилками с флюоритом. Характерно более раннее проявление молибденовой минерализации по отношению к вольфрамовому оруденению и бо́льшая интенсивность последнего. Сложный минеральный состав. Наложение сульфидной стадии (галенит, сфалерит, блеклые руды и др.) на кварц-вольфрамитовую. Проявление поздних халцедоновой с вольфрамитом и карбонатной стадий	Месторождения сформированы в несколько стадий минерализации. Образование основной массы молибденовых руд после стадии образования кварц-вольфрамитовых жил (с висмутином). Интенсивное проявление молибденовой минерализации при резко подчиненном значении вольфрамового оруденения. Наличие завершающих флюоритовой и карбонатной стадий. Характерно полосчатое строение рудных жил и прожилков, обусловленное линейным расположением в кварце мелкочешуйчатого и дисперсного молибденита	Высокотемпературные кварцевые жилы и мусковитовые грейзены с редкой вкрапленностью молибденита и пирита. Формирование рудных тел в одну стадию минерализации
Околорудные изменения	С разными стадиями различные. Для молибденового оруденения — грейзенизация, калишпатизация, для вольфрамового — серицитизация, окварцевание	С разными стадиями — различные. Для ранней вольфрамовой — грейзенизация, для более поздней, молибденовой, — серицитизация, реже — окварцевание и хлоритизация	Грейзенизация. Образование своеобразных плотных кварц-мусковитовых пород (грейзенов)
Зональность	Горизонтальная зональность, обусловленная локализацией молибденового оруденения в контуре материнских интрузий, а вольфрамового — в далеком экзоконтакте (до 800—1000 *м* от рудоносных гранитов)	Горизонтальная зональность. Локализация молибденовых руд в далеком экзоконтакте при размещении более ранних кварц-вольфрамитовых жил (с розетковидным молибденитом) вблизи и в пределах рудоносных интрузий	
Возраст месторождений (его обоснование)	Раннемезозойский (верхнетриасовый — нижнеюрский). Верхняя возрастная граница — средняя юра; устанавливается по нахождению галек рудоносных гранит-порфиров в базальных конгломератах гусиноозерской серии ($J_2 - Cr_1$). Абсолютный возраст некоторых интрузий 172, 180, 210 млн. лет	Мезозойский. Абсолютный возраст рудоносных гранитов 165, 168 и 178 млн. лет (Игнатович, 1960) г.	Посленижнетриасовый, но досреднеюрский. Нижняя граница определяется прорыванием рудоносными гранитами вулканогенных толщ нижнетриасового возраста. Верхняя граница — гальки рудоносных гранитов в конгломератах гусиноозерской серии ($J_2 - Cr_1$). Абсолютный возраст 220 и 226 млн. лет
Особенности локализации месторождений в пространстве: а) региональные, б) локальные	а) Известны в каледонской складчатой области б) Зоны разломов, в которых локализуются рудоносные интрузии; главным образом северо-западные разломы, наложенные на «жесткое» каледонское основание	а) В настоящее время известны только на севере каледонской складчатой области б) Зоны молодых разломов, наложенные на каледонские стабилизированные структуры	а) Встречаются только в каледонской складчатой области б) Не выяснены. Четкая приуроченность к региональным разломам не устанавливается. Отмечается приуроченность к «вулканогенным наложенным прогибам»

Шаралдай, Иволга, Манжа и др.). Верхняя возрастная граница флюоритовых месторождений определяется нахождением обломков халцедоновидного кварца и флюорита в рыхлых отложениях условно палеогенового возраста, несогласно перекрывающих в Боргойской и Убукунской впадинах нижнемеловые толщи.

Основная закономерность в размещении флюоритовых месторождений в пространстве в том, что они повсеместно приурочены к крупным региональным разломам, окаймляющим наложенные мезозойские депрессии, выполненные угленосными отложениями средней и верхней юры и нижнего мела. Месторождения локализуются, как правило, в бортовых частях депрессионных структур, непосредственно в самих разломах и в оперяющих их разрывах.

В Западном Забайкалье выделяются несколько флюоритоносных рудных зон (зон эпитермальной минерализации), положение которых контролируется мезозойскими депрессиями и обрамляющими их разломами (см. фиг. 1). В их пределах месторождения плавикового шпата располагаются главным образом в районах сочленения мезозойских депрессий с блоками метаморфических пород докембрия. Намечается приуроченность флюоритовых месторождений к участкам поперечных поднятий, разделяющим крупные депрессии на ряд мульд. Для зон эпитермальной минерализации характерна небольшая ширина при значительной длине. Так, например, длина Хилокской зоны до 350 *км* при ширине 15—18 *км*, наиболее крупной, Джида-Удинской зоны — около 500 *км*, а ширина 30—35 *км*.

На территории Забайкалья, севернее Монголо-Охотского краевого разлома, отчетливо выделяется крупный пояс флюоритовых месторождений, прослеживающийся из районов среднего течения р. Джиды на юго-западе (Западное Забайкалье) до низовий р. Шилки на северо-востоке (Восточное Забайкалье).

Широкое развитие на этой территории эпитермальных месторождений флюорита, а также наличие других рудопроявлений сходного типа указывает на интенсивный характер проявления эпитермальной минерализации в посленижнемеловое время в связи с мезозойской активизацией древних складчатых областей.

Это позволяет считать, что незначительные рудопроявления золота, сурьмы, ртути и вольфрама эпитермального типа не случайны для мезозойской металлогении Западного Забайкалья, где могут быть открыты промышленные месторождения этих металлов.

Охарактеризованные выше процессы мезозойской активизации практически охватывают в Западном Забайкалье всю территорию байкальской и каледонской складчатых областей. Структуры типа «вулканогенных наложенных прогибов» и «терригенных наложенных впадин» прослеживаются от Джидинского района на юго-западе до верховий рек Амура, Нюкжи и Олекмы на северо-востоке и повсеместно располагаются к северу от Монголо-Охотского краевого шва. Они образуют вытянутую в северо-восточном направлении область, которая является частью более крупного пояса мезозойских наложенных структур. Этот пояс уходит на юго-запад за пределы Союза в районы Селенгинской Монголии, где прослеживается по крупным полям вулканогенных пород и наложенным угленосным депрессиям. На Северо-Востоке пояс выражен менее четко и, повидимому, затухает в верховьях р. Нюкжи.

В общем процессе мезозойской активизации древних складчатых областей устанавливаются две стадии развития, сравнительная характеристика которых дана в табл. 2.

Таблица 2

Характерные особенности зоны мезозойской активизации байкальских и каледонских структур Западного Забайкалья

Характерные особенности	Стадия «вулканогенных наложенных прогибов»	Стадия «терригенных наложенных впадин»
Характер субстрата, на котором развиваются процессы активизации	Консолидированные байкальские и каледонские структуры, взломанные крупными разрывными нарушениями	Консолидированные байкальские и каледонские структуры с наложенными вулканогенными прогибами первой стадии активизации
Время развития стадий активизации	Пермь — нижняя юра	Средняя юра — мел
Форма наложенных структур	Пологие, широкие прогибы с интенсивной «приразломной» складчатостью. Разломы	Узкие, вытянутые впадины, разделенные поперечными поднятиями и оконтуренные долгоживущими разломами
Характер осадочных и вулканогенных формаций	Наземные вулканогенные (андезитовые, андезит-дацитовые, дацитовые, дацит-липаритовые и липаритовые) формации. Редко континентальные, пестроцветные, иногда молассовые	Угленосные, пестроцветные, реже — наземные вулканогенные формации. Молассы
Магматизм	Трещинные интрузии пестрого состава. Ведущие комплексы: а) лейкократовые граниты и гранит-порфиры б) щелочные интрузии (нефелиновые сиениты, щелочные сиениты; поздние фазы — аляскиты)	Основные щелочные интрузии (лимбургиты, тешениты, сиениты). Пластовые тела и дайки
Металлогения	Вольфрамовые и молибденовые, часто комплексные месторождения с характерным многостадийным процессом образования, повышенной сульфидностью вольфрамовых руд и поздними стадиями халцедоновидного кварца и карбоната, часто с гюбнеритом и флюоритом, в связи с трещинными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров и, реже, лейкократовых гранитов	Эпитермальные месторождения и рудопроявления флюорита, золота, сурьмы и ртути в парагенетической связи с послениижнемеловыми основными щелочными интрузиями
Рудные зоны	Редкометальные зоны (вольфрам-молибденовые) в связи с зонами молодых разломов и приуроченными к ним трещинными интрузиями гранит-порфиров. Зоны редкометальной минерализации в связи со щелочными интрузиями	Зоны эпитермальной минерализации, контролируемые молодыми разломами и наложенными впадинами
Мощность земной коры	Для области мезозойской активизации древних структур (байкальских и каледонских) характерна мощность земной коры: 37—45 км	

Особое значение для каждой стадии имеют разрывные нарушения, определяющие место заложения, время и масштабы наложенных структур. Каждой из стадий присущ свой строго определенный комплекс интрузивных пород и эндогенных месторождений. В первую стадию происходит становление малых трещинных интрузий гранитного состава, сопровождаемых молибденовым и вольфрамовым оруденением. Для второй стадии наиболее характерны эпитермальные месторождения флюорита, ассоциирующиеся с щелочными основными интрузиями.

Восточная Монголия. В геологическом отношении этот регион, примыкающий с юго-востока к Западному Забайкалью, представляет собой сложно-построенную складчатую область, где различаются каледонские и герцинские складчатые сооружения, среди которых выделяются

крупные по площади срединные массивы — реликты докембрийских структур.

С начала мезозоя территория Монголии вступила в континентальную стадию развития и превратилась в молодую эпимезозойскую платформу.

В верхней юре и мелу усиливаются вертикальные движения, глыбовые формы тектогенеза преобладают, возникают наложенные прогибы, выполненные вулканогенными и терригенными угленосными отложениями. Именно с этим периодом развития связано проявление многочисленных эндогенных месторождений, локализацию которых среди консолидированных палеозойских структур определяет положение крупных разрывных нарушений. Наиболее интенсивно эндогенная минерализация проявляется в связи с трещинными интрузиями гранитоидов послеверхнеюрского возраста. Она представлена вольфрамовыми, молибденовыми и оловянными месторождениями, для которых характерно образование в несколько стадий минерализации с достаточно широким развитием в некоторых месторождениях полиметаллического оруденения.

Рудоносные интрузии, с которыми связаны редкометальные месторождения, прорывают вулканические толщи верхней юры, слагающие пологие мульды, а галька гранитов встречается в отложениях нижнего мела (Каленов, 1961).

В послеранемеловое время вне связи с интрузиями на территории консолидированных складчатых структур Восточной Монголии формируются многочисленные эпитермальные флюоритовые месторождения, контролируемые крупными зонами разломов. Эти месторождения образуют так называемый Южно-Монгольский флюоритовый пояс, приуроченный к активизированным в мезозое герцинским структурам Большого Хингана и каледонским структурам Гобийского Тянь-Шаня (Каленов, Хасин, 1965).

Проявление мезозойских месторождений среди консолидированных палеозойских складчатых структур Восточной Монголии связано с процессами автономной активизации последних. В этом процессе также устанавливается два периода: первый характеризуется образованием «вулканогенных наложенных прогибов», которые получают свое наибольшее развитие в верхней юре; именно в это время происходит становление трещинных приповерхностных интрузий, сопровождаемых редкометальной минерализацией; второй период связан с формированием меловых угленосных депрессий (впадин), возникновением и активизацией древних разрывных нарушений, обычно обрамляющих эти впадины и контролирующих размещение месторождений плавикового шпата.

В других складчатых областях процессы автономной активизации фиксируются не так отчетливо, хотя их признаки в виде определенных структурных форм и проявлений характерной эндогенной минерализации устанавливаются во многих регионах (Тянь-Шань, Горный Алтай, Восточные Саяны и др.). Это обусловлено, по-видимому, прежде всего тем, что вопросы формирования эндогенных месторождений в связи с процессами автономной активизации до последнего времени не привлекали должного внимания исследователей. Между тем анализ имеющихся данных позволяет высказать предположение, что возникновение определенных групп рудных месторождений в этих регионах связано именно с этими процессами. К таким складчатым областям в первую очередь относится Тянь-Шань.

Тянь-Шань. Известно, что на территории этой сложно построенной горной страны интенсивно проявились процессы активизации, среди которых можно выделить все три намеченных нами типа. Горный Тянь-Шань считается эталоном складчатых сооружений, в которых новейшие текто-

нические движения привели к созданию обширных областей горообразования. Кроме активизации такого типа (третий тип), в этом регионе проявились процессы, приведшие к образованию на консолидированном палеозойском фундаменте мезозойских наложенных структур, сложенных континентальными комплексами (например, Ферганская впадина). Формирование таких структур, по нашему мнению, выражает процессы автономной активизации, характеризующие особый послеплатформенный период развития региона.

Исследования последних лет показывают, что с процессами мезокайнозойской активизации консолидированных складчатых структур Тянь-Шаня тесно связано возникновение разнообразных эндогенных месторождений (Луйк, 1960; Турбин, Малыгин, 1964; Литвиненко и др., 1964 и др.).

Напомним, что палеозойские сооружения Тянь-Шаня возникли в результате длительного и сложного развития разновозрастных складчатых поясов, из которых самый молодой (герцинский) закончил к мезозою свое формирование и превратился в область завершенной складчатости. В мезозое и раннем кайнозое Тянь-Шань представлял собой активизированную платформенную структуру, в пределах которой на общем фоне восходящих движений и все возрастающей роли разломов шло формирование наложенных впадин.

Большинство исследователей Тянь-Шаня полагают, что почти все эндогенные месторождения региона были сформированы в позднем палеозое, в завершающие стадии развития герцинских подвижных поясов. К таким месторождениям относятся, в частности, пермские эпитермальные сурьмяно-ртутные и флюоритовые месторождения, как бы «венчающие» рудный процесс в регионе.

Имеющийся в настоящее время фактический материал свидетельствует о том, что известны уже многочисленные случаи локализации полиметаллического, флюоритового и ртутного оруденения в мезозойских и кайнозойских структурах Тянь-Шаня. Так, например, А. А. Луйк (1960) доказал неогеновый возраст некоторых свинцовых месторождений Центрального Тянь-Шаня. В юрских отложениях Ферганского хребта, в районе угольного месторождения Туюк, обнаружено полиметаллическое месторождение. В бассейне р. Минкуш, в горах Кавактау, в юрских отложениях встречены жилы антимонита (Луйк, 1960).

Интересные данные о молодом возрасте эндогенного оруденения некоторых районов Западного Тянь-Шаня приводят Л. И. Турбин и В. В. Малыгин (1964). В частности, они отмечают, что в Кураминском хребте выявлены свинцово-цинковые рудопроявления, пространственно и генетически связанные с триасовыми кварцевыми порфирами, являющиеся корнями эффузивных покровов.

На южном склоне Гиссарского хребта устанавливаются флюоритовые рудопроявления, которые локализуются в меловых отложениях (Литвиненко и др., 1964).

В Западном Гиссаре известны мезозойские рудопроявления киновари (Хамрабаев и др., 1964).

Г. Г. Грушкин (1961) считает, что все флюоритовые месторождения Кураминского и Чаткальского хребтов имеют послеверхнетриасовый возраст. Месторождения приурочены к крупным региональным разломам, причем бо́льшая часть их локализуется в оперяющих главные нарушения разрывах. Преобладающая часть флюоритовых месторождений залегает в отложениях девона и карбона и только небольшое количество рудопроявлений развито в пермских эффузивах.

По данным М. И. Розинова, на месторождении Красные Холмы барит-флюоритовые жилы, локализующиеся главным образом в палеозойских

гранитах, при переходе в рыхлые конгломераты и песчаники мела ветвятся и быстро выклиниваются. Подобные явления развиты, очевидно, достаточно широко и в целом приводят к тому, что молодые месторождения локализуются главным образом в более благоприятных для оруденения палеозойских породах, в которых рудовмещающие полости развиваются значительно лучше, чем в рыхлых мезозойских отложениях. Возможно, именно это и определяет то, что сурьмяно-ртутные месторождения Южной Ферганы локализуются только в домезозойских породах и оказываются «ложно перекрытыми» юрскими и меловыми отложениями.

Совершенно прав был А. А. Луйк (1960), который писал, что не будь прямых геологических доказательств, молодой возраст месторождений никем не был бы признан. Интересно отметить, что некоторые достоверно молодые месторождения Тянь-Шаня, возраст которых установлен геологическими наблюдениями, по данным определений абсолютного возраста включают образования герцинского времени (Луйк, 1960).

Все это говорит о том, что, по-видимому, мезозойские и, возможно, кайнозойские месторождения более широко развиты в Тянь-Шане, причем их формирование во времени совпадает с процессами автономной активизации палеозойских структур. Во всяком случае в настоящее время совершенно очевидно следующее: 1) среди консолидированных палеозойских сооружений Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое проявились автономные процессы активизации, выразившиеся в развитии совершенно самостоятельных наложенных тектонических форм; 2) этим процессам синхронно формирование полиметаллических, флюоритовых и других месторождений и рудопроявлений, близких по своим генетическим особенностям месторождениям, возраст которых в настоящее время считается герцинским.

В других складчатых областях также проявляются эндогенные месторождения, формирование которых связано с процессами автономной активизации. К таким регионам, по-видимому, следует отнести Алтае-Саянскую каледонскую складчатую область, где в пределах Тувы, Горного Алтая и Салаира известны довольно многочисленные месторождения и рудопроявления киновари. Такие месторождения, по данным В. А. Кузнецова (1964), размещаются вдоль зон глубинных краевых разломов, главным образом обрамляющих позднегерцинские и мезозойские прогибы (Кузнецкий, Тувинский). Их возраст следует считать позднегерцинским или мезозойским. В Туве намечается связь ртутных рудопроявлений с малыми трещинными интрузиями основного состава (Кузнецов, 1964).

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965б) указывают, что в связи с процессами автономной активизации в некоторых областях завершенной складчатости (Северо-Байкальской, Прирейнской, Приенисейской и др.) проявляется комплекс ультраосновных щелочных пород, представленных пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, с которыми связаны месторождения, как правило, карбонатитов.

П. М. Хренов с соавторами (1965) выделяют саянский вулкано-плутонический пояс, закладывающийся в девоне на консолидированных кембрийских складчатых сооружениях. Эта структура по ряду своих особенностей близка Западно-Забайкальской зоне автономной активизации и рассматривается как однотипная тектоническая единица.

В ее развитии можно выделить две стадии: в первую (в девоне) здесь возникают «вулканогенные наложенные прогибы», сложенные континентальными кислыми и субщелочными эффузивами; во вторую стадию формируются крупные зоны разломов без четко установленных в настоящее

время наложенных структур (поздний палеозой-мезозой). С первой стадией связано проявление щелочных интрузий, сопровождаемых редкоземельным оруденением; во вторую стадию, по-видимому, формируются рудопроявления киновари.

К месторождениям, возникающим в пределах активизированных зон, следует отнести ртутные проявления Келянской рудной зоны на севере Байкальской складчатой области.

Все месторождения, формирующиеся в процессе автономной активизации складчатых сооружений, несут следы приповерхностного образования в условиях небольших давлений. Для руд этих месторождений особенно характерны брекчиевые, кокардовые, венчиковые и полосчатые, часто со следами движения рудного вещества, текстуры. В рудах обычно наблюдаются пустоты, стенки которых выполнены друзами минералов. Почти во всех месторождениях устанавливаются признаки колломорфного строения минеральных агрегатов.

Многие месторождения образуются в несколько стадий минерализации, причем намечается более интенсивное проявление средне- и низкотемпературных стадий. Для редкометальных месторождений типично проявление полиметаллической минерализации, сопутствующей и накладывающейся на вольфрамовое, оловянное и молибденовое оруденение. Характерна ассоциация вольфрамовых и оловянных минералов с сульфидами.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

В развитии срединных массивов, представляющих собой крупные блоки древних складчатых сооружений, окруженных более молодыми геосинклинальными прогибами, обычно выделяются три периода (Смирнов, 1962; Абдуллаев, Борисов, 1963): 1) древний, связанный с формированием кристаллического фундамента, 2) одновременный складчатой области, в пределах которой находится массив, и 3) молодой, наложенный на предыдущие циклы. В. И. Смирнов (1962) полагает, что третий период связан с регенерацией срединных массивов в связи с проявлением движений нового геологического цикла и что эндогенные месторождения этого периода соответствуют поздним стадиям развития последнего. Этот период проявляется не во всех срединных массивах, причем в тех случаях, когда он выделяется, устанавливается, что характерные для него наложенные структуры всегда возникают после замыкания геосинклиналей и консолидации складчатых сооружений, окружающих данный массив (Громов, 1962). Это свидетельствует о том, что выделяемый в развитии срединных массивов третий период имеет совершенно самостоятельное (автономное) значение и его не следует связывать с развитием молодых геосинклинальных прогибов.

Третий период в развитии срединных массивов, который нами отождествляется с процессами автономной активизации, наиболее отчетливо проявляется в срединных поднятиях с выведенным на поверхность докембрийским и раннепалеозойским основанием. К таким структурам в первую очередь относится Родопский срединный массив в альпийской геосинклинальной области, срединные массивы герцинской складчатой области Западной Европы (Чешский, Центрально-Французский и Испанский массивы), а также некоторые срединные поднятия других складчатых областей (Восточно-Монгольский и Буреинский массивы). Рассмотрим на отдельных примерах особенности металлогении зон автономной активизации в пределах некоторых срединных структур.

Родопский срединный массив[1]. Эта срединная структура весьма типична для альпийской геосинклинальной области Европы. Начиная с нижнего палеозоя, она характеризуется устойчивым развитием восходящих движений и имеет характерное для таких срединных массивов двухъярусное строение. Родопский срединный массив разделяет на две ветви альпийский геосинклинальный пояс и является крупным реликтом древних структур, не испытывавшим опусканий при развитии окружающей его геосинклинали.

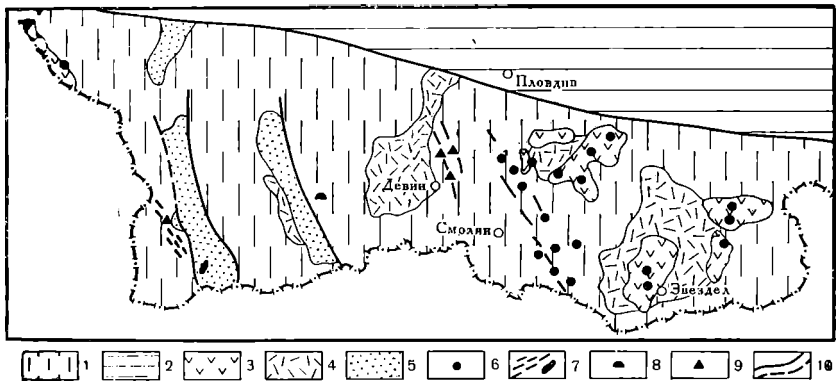
В формировании Родопского срединного массива отчетливо устанавливаются три крупных периода, которым свойствен свой определенный комплекс полезных ископаемых. Первый период связан с образованием кристаллического основания (фундамента) массива и по времени охватывает архей и протерозой, когда территория Родопского массива была частью крупных древних геосинклинальных прогибов, в пределах которых шло образование терригенных и карбонатных отложений. В настоящее время последние представлены сложным комплексом метаморфических пород, среди которых резко преобладают образования протерозоя. С последними связаны осадочно-метаморфические месторождения и рудопроявления графита, дистеновых и ставролитовых сланцев. Древние породы в пределах массива широко обнажены; в пределах Центральных Родоп они слагают своеобразные пологие куполовидные структуры, раздробленные крупными разломами.

Второй период в развитии массива характеризуется проявлением среди докембрийских жестких структур многочисленных разрывных нарушений, возникающих в связи с формированием на смежных территориях геосинклинальных прогибов. Осадочные образования этого периода на территории массива практически неизвестны; к ним могут быть условно отнесены небольшие фрагменты слабометаморфизованных толщ, изредка встречающихся в различных районах Родоп. С развитием палеозойской геосинклинали связано появление в пределах массива ультраосновных интрузий, сопровождаемых хромитовым оруденением. Такие интрузии обычно приурочены к зонам разломов, а в районе города Асеновграда они образуют крупную цепочку интрузивов, локализующихся в зоне глубинного разлома, развивающегося на сочленении начального палеозойского геосинклинального прогиба с докембрийскими сооружениями срединного массива. В палеозойское время в пределах Родоп формируются крупные массивы калиевых гранитов с мусковитоносными пегматитами.

С развитием альпийской геосинклинали в пределах консолидированных структур массива, которые являются ее жесткой рамой, возникают новые разломы. К ним иногда приурочены верхнемеловые трещинные интрузии умеренно-кислого состава, образующие небольшие цепочки, отчетливо контролируемые разрывными нарушениями. В ряде случаев к таким интрузиям приурочены рудопроявления молибденита и шеелита. По своему составу и времени проявления эти интрузии сходны с рудоносными интрузиями Среднегорья Болгарии, с которыми связана интенсивная медно-молибденовая минерализация.

Третий период в развитии Родоп приурочен по времени к кайнозою и представляет собой качественно новый этап развития консолидированного фундамента, проявляющийся в образовании автономных наложенных структур. Этот период наиболее продуктивный в отношении минерализации. В кайнозое в пределах массива, на его жестком докембрийском

[1] Характеристика металлогении Родопского массива дана по материалам Ст. Бояджиева (1959), И. Йовчева (1960—1961), Ив. Боянова и Б. Маврудчиева (1959—1960), К. Константинова и Р. Димитрова (1963), Д. К. Димитрова (1963), Ат. Атанасова, Б. Маврудчиева, Ив. Боянова, Ив. Вапцарова (1963) и личным наблюдениям.



Фиг. 2. Схема размещения кайнозойских эндогенных месторождений в активизированных структурах Родопского срединного массива (в пределах Народной Республики Болгарии). Составлена с использованием материалов И. Йовчева (1960), А. Атанасова и др. (1963)

1 — основание срединного массива, сложенное главным образом докембрийскими кристаллическими породами; *2* — складчатые структуры альпийской геосинклинали. Наложенные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными породами олигоцена: *3* — с преобладанием основных эффузивов; *4*— с преобладанием кислых эффузивов («наложенные вулканогенные прогибы»); *5* — наложенные терригенные впадины, выполненные континентальными угленосными отложениями плиоцена; *6* — полиметаллические месторождения; *7* — дайки и субвулканические тела постплиоценовых трахиандезитов; *8* — сурьмяные рудопроявления; *9* — месторождения флюорита; *10* — разрывы

основании, происходит формирование наложенных внутренних впадин, выполненных вулканогенно-осадочными, иногда угленосными континентальными образованиями (фиг. 2).

Такие структуры образуются на фоне общих восходящих движений, усилении роли разрывных нарушений и блоковых перемещений отдельных крупных масс. В развитии таких наложенных структур отчетливо выделяются две стадии.

Первая стадия связана с образованием пологих наложенных прогибов (мульд), выполненных терригенными и вулканогенными образованиями. Такие структуры имеют изометричную форму и, как правило, блоковое строение фундамента; в их образовании большую роль играют крупные разломы.

По времени эта стадия охватывает верхний эоцен и олигоцен. Эффузивная деятельность наиболее широко проявилась в олигоцене и привела к формированию крупных «вулканогенных наложенных прогибов», выполненных мощными покровами андезитов, дацитов, латитов, риолитов, их туфов и туфобрекчий. Покровы эффузивов прорваны трещинными интрузиями монцонитов, сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и, реже, кварцевых фельзит-порфиров, с которыми парагенетически связана полиметаллическая минерализация. Значительная часть свинцово-цинковых месторождений Родоп залегает среди древних пород фундамента, однако некоторые из них локализуются среди олигоценовых эффузивов (Маджарово, Галенит-Звездел и др.).

Для месторождений характерна четкая приуроченность к крупным разрывным нарушениям. В этом отношении интересен Маданский рудный район, где месторождения как бы нанизаны на тектонические нарушения, прослеживающиеся на десятки километров, причем рудоконтролирующие разломы здесь почти на всем своем протяжении несут следы минерализации. Среди полиметаллических месторождений по минеральному составу выделяются несколько типов, но наиболее часто встре-

чаются гидротермальные кварц-галенит-сфалеритовые (часто с халькопиритом) и кварц-карбонат-сульфидные (с кальцитом, родохрозитом, манганокальцитом, анкеритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом) месторождения. В некоторых из них устанавливается повышенное содержание золота и серебра.

Руды многих месторождений характеризуются брекчиевыми и кокардовыми текстурами, которые особенно часто встречаются в верхних частях рудных тел. Последние обычно содержат многочисленные пустоты различной формы, стенки которых инкрустированы друзами различных минералов. В некоторых случаях для руд верхних горизонтов характерно колломорфное строение, реликты которого устанавливаются даже в гребенчатом кварце, образующемся, очевидно, в результате перекристаллизации кварцевых гелей. В этом отношении весьма интересно месторождение Пчелояд, где в верхних частях рудных тел в жильном кварце встречаются многочисленные реликты его колломорфного строения, в том числе своеобразные фестончато-полосчатые почки кварца, в центре которых располагаются раскристаллизованные сульфиды. Сходные явления наблюдаются на месторождении Маджарово, где в халцедоновидном кварце присутствуют своеобразные почки, сложенные сульфидами. В разрезе такая почка имеет сложное строение: в центре устанавливается ядро, сложенное мелкозернистыми гематитом и пиритом; на это ядро как бы нарастает тонкая зона колломорфного кварца, которая сменяется широкой полосой крупнозернистого галенита. По-видимому, возникновение в халцедоновидном кварце таких почек связано с распадом сложных полисульфидно-кремнистых гелей в условиях небольших глубин.

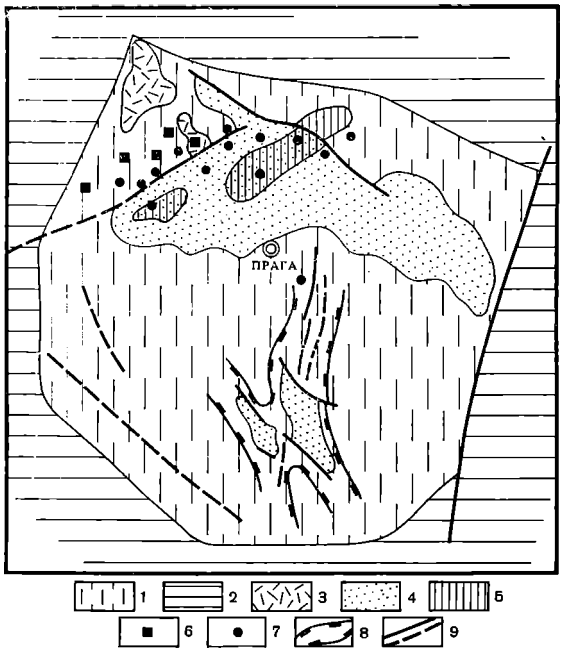
Все сказанное о характере руд полиметаллических месторождений имеет своей целью подчеркнуть те характерные их особенности, которые являются следствием приповерхностного образования месторождений.

Вторая стадия активизации в Родопском массиве проявилась в образовании наложенных межгорных депрессий, выполненных континентальными угленосными отложениями плиоцена. Такие депрессии имеют вытянутые очертания и обрамлены зонами долгоживущих разломов. Среди них наиболее крупные — Струминская и Местинская депрессии, расположенные на западе Родопского массива.

С этой стадией развития связано проявление эпитермальных флюоритовых и сурьмяных месторождений и рудопроявлений. На продолжении Струминской зоны разломов на территории Греции известны небольшие эпитермальные месторождения золота. Как правило, они приурочены к крупным зонам разломов; некоторые из них локализуются в бортовых частях наложенных депрессий (флюоритовое месторождение Славянка и сурьмяное месторождение Рибково).

Флюоритовое месторождение Славянка непосредственно залегает среди слабо метаморфизованных песчаников и конгломератов плиоцена, которые образуют небольшую «нашлепку» на протерозойских гранито-гнейсах в западном борту Струминской депрессии. В песчаниках рудные тела имеют незначительную мощность, которая заметно увеличивается в гнейсах.

Рудные тела этого месторождения представлены жилами халцедоновидного кварца с флюоритом. В центре жил часто встречаются пустоты с крупными почками флюорита; в одной из них были встречены студенистые гели фтористого кальция, раскристаллизовавшиеся через некоторое время после их изъятия из полости (Нечев, 1960). В халцедоновидном кварце часто наблюдаются следы течения и ясная «флюидальность», обусловленная обтеканием кварцевыми полосами с различной крупностью зерна или с инородными включениями крупных обломков флюорита ранних стадий или вмещающих пород.



Фиг. 3. Общая схема наложенных структур Чешского срединного массива

1 — кристаллическое основание срединного массива; *2* — складчатое обрамление. Наложенные структуры: *3* — покровы кислых эффузивов пермского возраста (наложенные вулканогенные прогибы); *4* — мезозойские и кайнозойские терригенные угленосные отложения (наложенные терригенные впадины); *5* — районы развития послемеловых субвулканических щелочных основных пород (по И. Лозерту и И. Хырту, 1962 г.); *6* — оловянно-вольфрамовые месторождения; *7* — эпитермальные, главным образом флюоритовые месторождения; *8* — предполагаемые зоны проявления эпитермальной минерализации; *9* — разрывы

В районе месторождения известен пояс даек трахиандезитов, с которыми флюоритовая минерализация, очевидно, связана парагенетически. Сходные трахиандезиты, образующие небольшие тела, прорывают южнее месторождения, на г. Кожух, плиоценовые отложения Струминской депрессии.

Из изложенного следует, что в Родопском срединном массиве отчетливо устанавливаются две стадии автономной активизации: для первой характерны полиметаллические месторождения, парагенетически связанные с трещинными интрузиями умеренно-кислого состава; во вторую стадию возникают эпитермальные месторождения и рудопроявления, среди которых ведущее значение имеют флюоритовые.

Чешский срединный массив. Тектоническое развитие Чешского массива и окружающих его консолидированных складчатых герцинских сооружений имеет сложную и различную историю. Однако, начиная с пермского времени, развитие этих структур происходит по единому плану, что обусловлено приобретением ими «платформенной стабильности».

М. Мапка (1963) для Чешского массива и окружающих его районов выделяет особый «пермский геотектонический переломный момент», знаменующий начало платформенного развития внеальпийских площадей. Именно с этого времени консолидированные структуры Чешского массива и его складчатого обрамления начинают испытывать влияние процессов автономной активизации (фиг. 3).

В перми здесь формируются наложенные структуры с мощными покровами кислых эффузивов («теплицкие порфиры»), которые прорваны трещинными интрузиями лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, сопровождаемых обильной оловянно-вольфрамовой высокотемпературной минерализацией (месторождения Циновец, Альтенберг, Граупен и др.). Особенно отчетливо процессы активизации проявляются в пределах Чешского срединного массива в мезозойское время. Они выражены в формировании на жестком фундаменте массива, сложенном складчатыми сооружениями протерозоя и раннего палеозоя, крупной так называемой По-

лабской впадины. Эта депрессия выполнена терригенными угленосными отложениями мела и неогена, собранными в пологие складки. С северо-запада и севера впадина отчетливо оконтурена крупными зонами разломов, к которым приурочены флюоритовые месторождения и рудопроявления эпитермального типа. В этих же разрывных структурах известны также месторождения золота с теллуридами (Илове). Некоторые из флюоритовых месторождений залегают непосредственно в отложениях турона (месторождения Илове, Теплице, Крушаны). По минеральному составу среди них выделяются кварц-флюоритовые и кварц-барит-флюоритовые представители.

Рудные тела месторождений обычно локализуются в оперяющих главные разломы локальных разрывах и залегают в различных породах, слагающих северо-западный борт Полабской депрессии. Для руд характерно брекчиевое и кокардовое строение; часто наблюдаются реликты колломорфных структур. На месторождении Благунев жильный кварц представлен скрытокристаллическим халцедоном.

Месторождения флюорита, по-видимому, парагенетически связаны с комплексом одновозрастных основных щелочных пород, образующих в центральных частях Полабской впадины тела значительных размеров. Среди таких пород выделяются кринаниты, лимбургиты, тешениты, трахиандезиты и др.

В последнее время область развития основных щелочных пород и пространственно ассоциирующихся с ними флюоритовых, баритовых и мелких полиметаллических рудопроявлений выделена в пределах Чешского массива некоторыми исследователями в особую «неойдную» металлогеническую провинцию, имеющую третичный возраст (Losert, Chrt, 1962).

Кроме флюоритовых месторождений, в обрамлении Полабской впадины к зонам молодых разломов приурочено известное месторождение Яхимов, для которого в последнее время чешскими геофизиками доказывается третичный возраст. Л. Бауман (Baumann, 1965) считает, что сходные месторождения «пятиэлементной» формации, располагающиеся на смежной территории ГДР, послеверхнемеловые.

Многие эндогенные месторождения Чешского массива (флюоритовые и особенно полиметаллические), возраст которых в настоящее время считается герцинским, несут черты приповерхностного формирования в условиях незначительных давлений и открытых полостей (Пршибрам, Меликов, Врослав и др.). Это подтверждает широкое развитие колломорфных структур, брекчиевых и крустификационных текстур, наличие халцедоновидного кварца, постепенно переходящего в кристаллический, телескопированность и стадийность оруденения.

Не исключено, что эти месторождения могли формироваться аналогично оловянно-вольфрамовым и флюоритовым в процессе автономной активизации Чешского массива. В настоящее время еще нет достаточно фактического материала для доказательства молодого возраста таких месторождений, хотя общегеологические и характерные генетические особенности месторождений свидетельствуют в пользу этого.

Сходные с Чешским массивом черты металлогении присущи Центрально-Французскому кристаллическому массиву, окаймленному со всех сторон консолидированными герцинскими сооружениями. Здесь также в послепермское время формируются редкометальные оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с интрузиями кислых гранитов; иногда им сопутствует урановая минерализация.

В связи с проявлением крупных разломов в пределах массива возникают флюоритовые и флюорит-баритовые месторождения, в ряде случаев сопровождаемые полиметаллическим оруденением.

Из числа других срединных структур достаточно хорошо изучен Малохинганский (Буреинский) срединный массив, расположенный на востоке Советского Союза. Он может служить другим примером древней складчатой структуры срединного типа, активизированной в мезозое. По данным Г. В. Ициксон (Ициксон и др., 1961), Буреинский массив представляет собой специфическую поперечную (срединную) структуру, разделяющую геосинклинальные области Восточного Забайкалья на западе и Приамурья на востоке. Буреинский массив является частью древнего Бохайского поднятия, испытывавшего устойчивую тенденцию к воздыманию, начиная с верхнего кембрия. Основание массива — сложное протерозойско-нижнекембрийское складчатое сооружение, являющееся частью байкальского подвижного пояса. Древние структуры сложены здесь различными метаморфическими комплексами, собранными в узкие изоклинальные складки, разорванные массивами кембрийских гранитоидов. Процессы раннепалеозойской складчатости, завершившиеся внедрением интрузивных масс, привели к тому, что мобильная (геосинклинальная) зона, которая была на территории Малого Хингана в протерозое, синии и раннем кембрии, была превращена в жесткое сооружение, оформившееся уже в позднем кембрии как срединная структура, характеризующаяся нарастанием восходящих движений.

Отложения среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура и нижнего девона на Малом Хингане неизвестны. В среднем девоне и верхнем карбоне на этой территории происходило формирование небольших прогибов, в которых накапливались главным образом терригенные и вулканогенные образования. Возникновение этих прогибов связано с заложением геосинклиналей на западной окраине Восточно-Азиатского пояса.

В перми, триасе и юре осадконакопление на площади массива отсутствовало. В юре здесь формировались трещинные интрузии гранитов, гранодиоритов и адамеллитов, сопровождаемые молибденовым, золотым и вольфрамовым (шеелитовым) оруденением. Их становление было связано с интенсивным проявлением магматизма в соседних геосинклиналях.

Начиная с нижнего мела, консолидированные структуры Буреинского массива подверглись интенсивным процессам активизации, что выразилось прежде всего в оживлении древних и возникновении многочисленных новых крупных зон разломов, влиявших на формирование наложенных впадин, выполненных вулканогенными и терригенными толщами.

В общем процессе активизации консолидированных структур Буреинского массива устанавливаются две стадии. Первая начинается с верхней юры и охватывает весь нижний мел; она выражается в образовании пологих мульд, сложенных мощными покровами кварцевых порфиров, их туфов и туфолав. В основании покровов в резко подчиненном количестве наблюдаются порфириты, андезиты и их туфы. Эффузивы собраны в пологие брахисинклинальные складки и разбиты многочисленными, часто протяженными разломами.

Такие зоны разломов контролируют в Малом Хингане размещение нижнемеловых рудоносных интрузий гранит-порфиров, с которыми связаны оловорудные месторождения сульфидно-касситеритового и, реже, кварц-касситеритового типов. Интрузии тесно ассоциируются с покровами кислых эффузивов, которые в ряде случаев также рудоносны, о чем свидетельствует присутствие в них мелких гнездовых скоплений деревянистого олова.

Характерная особенность месторождений олова — наличие признаков, указывающих на приповерхностные условия их формирования (колломорфные структуры, присутствие в рудах деревянистого олова и т. д.).

Вторая стадия охватывает верхний мел и проявляется в формировании так называемой Архаро-Буреинской депрессии, выполненной терригенными угленосными отложениями. С этой стадией активизации связано формирование более молодых, чем оловянные, верхнемеловых или палеогеновых (?) рудопроявлений и месторождений флюорита и сурьмы, приуроченных к зонам молодых разломов, которые прослеживаются в бортовых частях наложенной депрессии. Наиболее значительно из таких месторождений Богучанское, представленное жилами и оруденелыми зонами халцедоновидного кварца в туфах и песчаниках мелового возраста. В жилах, кроме халцедона, флюорита и антимонита, в небольших количествах присутствует киноварь. Ясная связь таких эпитермальных месторождений и рудопроявлений с одновозрастными интрузивными породами не обнаруживается

Таким образом, на территории Буреинского срединного массива отчетливо устанавливаются две разновозрастные группы эндогенных месторождений, формирующиеся в процессе автономной активизации этой структуры. Первая группа генетически связана с трещинными интрузиями гранит-порфиров и представлена приповерхностными месторождениями олова; вторая группа более молодых месторождений объединяет эпитермальные образования флюорита, сурьмы и ртути.

Интересной структурой, где интенсивно проявляется эндогенная минерализация в связи с процессами автономной активизации, является Восточно-Монгольский срединный массив, к которому приурочен одноименный крупный флюоритовый пояс. По данным А. Д. Каленова и Р. А. Хасина (1965), Восточно-Монгольский срединный массив — крупный реликт байкальского складчатого пояса. Его основание (нижний структурный этаж) сложено комплексом метаморфических пород протерозоя и карбонатными толщами синия — кембрия, которые прорваны гранитоидными интрузиями метасоматического типа.

Отложения среднего палеозоя ограниченно распространены в пределах массива; они представлены субплатформенными образованиями небольшой мощности. Пермские отложения представлены молассами и субаэральными эффузивами кислого, среднего и основного состава.

В юрское и меловое время жесткие структуры массива подвергались выполненных терригенными угленосными отложениями и обрамленных, разломов происходило формирование наложенных структур. В юре возникали «вулканогенные наложенные прогибы», выполненные мощными толщами кислых и андезитовых лав; эти образования прорваны трещинными интрузиями лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, приуроченных к протяженным зонам разломов. С такими интрузиями связаны вольфрамовые и оловянные месторождения, некоторые из которых характеризуются повышенным содержанием сульфидов и имеют многостадийное образование.

В верхней юре — нижнем мелу происходило формирование депрессий, выполненных терригенных угленосными отложениями и обрамленных, как правило, зонами разрывных нарушений. К последним приурочены многочисленные нижнемеловые эпитермальные флюоритовые месторождения, которые концентрируются в пространстве в виде огромного флюоритоносного пояса, контролируемого наложенными структурами и разломами. Размеры пояса достигают 1000 *км* в длину при ширине до 300 *км*. На северо-востоке пояс протягивается в пределы Советского Союза, где его продолжением является Заурулюнгуевский флюоритоносный пояс Восточного Забайкалья. В целом флюоритовый пояс представляет собой одну из крупнейших рудоносных структур, сформированную процессами автономной активизации древних консолидированных сооружений.

В пределах этого пояса флюоритовые месторождения контролируются локальными разрывными структурами и группируются в рудные зоны и районы, обычно располагающиеся на оперении региональных разломов в бортовых частях наложенных структур.

Изложенный выше материал, характеризующий металлогению зон активизации срединных массивов, свидетельствует о том, что эндогенная минерализация в этих структурах имеет много общих черт. Это прежде всего связано с одинаковыми (сходными) особенностями тектонического развития срединных массивов в условиях проявления в их пределах процессов автономной активизации. Во всех срединных структурах намечаются две стадии в развитии этих процессов, причем для каждой из стадий характерен свой комплекс эндогенных месторождений. Наиболее постоянны и сходны месторождения второй стадии активизации, представленные во всех срединных массивах эпитермальными месторождениями, главным образом флюорита, при подчиненном значении рудопроявлений сурьмы, ртути, золота и барита. Первая стадия активизации более разнообразна по своей металлогении; здесь четко выделяются две линии развития рудных процессов: редкометальная (оловянно-вольфрамовая) и полиметаллическая (свинцово-цинковая).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМ И ИХ ЩИТОВ

Процессы автономной активизации, сопровождаемые возникновением эндогенного оруденения, широко проявились в пределах платформ и их щитов. Наиболее интересна в этом отношении Африканская платформа, в частности центральные районы Западной Африки, где в Туарегском массиве эти процессы выражены весьма контрастно. Здесь, в пределах кристаллического массива Аир и окружающих его осадочных образованиях платформенного чехла, в развитии процессов активизации отчетливо устанавливаются две стадии, с которыми связаны различные месторождения.

Прежде чем перейти к рассмотрению процессов активизации, остановимся на краткой геологической характеристике этой части Африканской платформы.

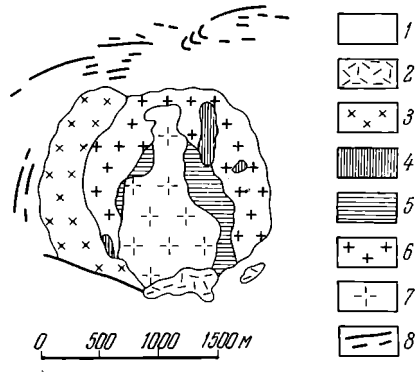
Метаморфические комплексы докембрия слагают в этом районе крупные поднятия, которые обнажаются среди почти горизонтально залегающих осадочных комплексов.

В составе метаморфических толщ выделяются образования архея и протерозоя, сложенные разнообразными гнейсами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами, мраморами и мигматитами. Эти породы прорваны крупными телами гранитов, среди которых устанавливается несколько интрузивных фаз. Обычно это биотит-мусковитовые и биотитовые граниты, образующие согласные тела. Их поздние фазы представлены штоками пегматоидных гранитов, сопровождаемых пегматитами иногда с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и сподуменом, а также небольшими кварцевыми жилами с молибденитом.

Все эти образования встречаются в гальке базальных конгломератов кембрия, фиксирующих главное несогласие, со времени которого начинается платформенный этап развития территории. Среди последокембрийских осадочных проявлений чехла платформы устанавливаются отложения почти всех систем, представленные маломощными пачками, как правило, континентальных, часто грубообломочных пород. Так, например, мощность отложений кембро-ордовика 180 *м*, верхнего ордовика 20 *м*, нижнего девона 80 *м*, континентальных отложений пермо-триаса и юры —

120 *м* и т. д. Несколько бóльшую мощность имеют в этом районе меловые континентальные образования — до 1500 *м*. Отложения осадочного чехла образуют крупные пологие складки с углами падения крыльев 10—15°.

Выходы докембрийских пород в ряде случаев обрамлены зонами крупных разломов и имеют с образованиями чехла тектонические взаимоотношения. Докембрийские комплексы слагают значительные по площади поднятия (массивы) без сплошного покрова молодых отложений. Иногда последние как бы врезаны в жесткие структуры кристаллического основания по узким зонам приразломных депрессий. Процессы активизации проявились здесь в две стадии.



Фиг. 4. Характер строения оловоносных кольцевых интрузий Западной Африки. Массив Тарауаджи, Аир. По материалам Р. Блека и др. (1963 г.)

1 — кристаллические породы докембрия; *2* — риолиты; *3* — эгириновые граниты; *4* — рибекитовые микрограниты; *5* — рибекитовые граниты; *6*— амфиболовые порфировидные граниты; *7* — оловоносные биотитовые граниты; *8* — кольцевые дайки, сложенные кислыми и щелочными породами

Первая стадия связана с образованием трещинных, обычно кольцевых интрузий сложного состава, приуроченных к зонам молодых разломов в докембрийских структурах. Такие интрузии в пределах Аира образуют цепочку массивов, вытянутую в меридиональном направлении; массивы обычно имеют почти правильную округлую форму и характерное кольцевое строение; размеры массивов от 30—40 $км^2$ до 600 $км^2$. Они образовались в несколько самостоятельных интрузивных фаз. Р. Блек устанавливает следующий общий порядок их внедрения: риолиты, их туфы, плагиоклазиты, микродиориты, сиениты, эгириновые граниты, эгирин-рибекитовые, биотит-амфиболовые и биотитовые граниты. Этими породами сложены отдельные части кольцевых интрузий и кольцевые дайки. Характерно, что наиболее молодые биотитовые граниты располагаются обычно в центральных частях таких кольцевых массивов (фиг. 4).

Становление сложных кольцевых интрузий почти всегда начинается с излияния кислых лав, ведущих к образованию небольших риолитовых покровов. Биотитовые граниты сопровождаются оловоносными грейзенами и высокотемпературными кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и топазом. В некоторых случаях биотитовые и лейкократовые граниты слагают отдельные массивы вне связи с кольцевыми интрузиями. Представители таких массивов — гранитные штоки Эль-Меки и Гиссат; они имеют незначительные размеры (10 и 5 $км^2$) и сложены биотитовыми гранитами и гранит-порфирами, которые на контакте с вмещающими породами переходят в фельзит-порфиры и флюидальные фельзиты с ясными следами течения. Это типичные приповерхностные трещинные интрузии, внедрившиеся по меридиональным зонам разлома в консолидированные структуры докембрия. Характерно, что сами массивы вытянуты вдоль зон нарушений.

С этими гранитами связаны оловоносные грейзены и кварцевые жилы с касситеритом. Одна из особенностей оловоносных грейзенов массива

Тарауаджи — присутствие в их составе галенита, сфалерита и блеклых руд, что, по мнению Р. Блека, может быть объяснено явлениями телескопирования в условиях небольших глубин. По данным Р. Блека и других исследователей, в щелочных гранитах присутствует значительное количество олова; подсчеты показывают, что в одном кубическом километре рибекитовых гранитов массива Тарауаджи содержится 65 тыс. *т* олова.

Интрузии, сходные с кварцевыми массивами Аира, известны и в других районах Туарегского щита. Южнее последнего, в пределах Нигерии, с такими интрузиями связаны широко известные касситеритовые месторождения плато Джос, а также альбитизированные колумбитоносные биотитовые граниты.

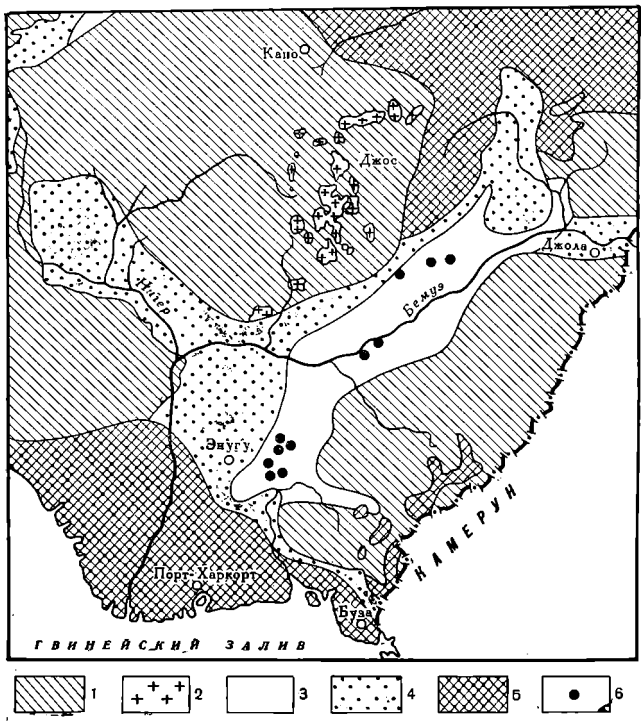
Проявление таких многофазных кольцевых интрузий с характерным концентрическим строением типично для многих зон активизации Африканской платформы. Сходные интрузии известны не только в указанных выше районах, но и на территории ОАР, северо-востоке Судана, Сомали, Уганде, Танганьике и других странах. Такие интрузии получили в Африке названия «молодых гранитов». С. Е. Колотухина, А. Е. Первухина, А. В. Рожанец (1964) показали, что в пределах Африканской платформы отчетливо выделяются две зоны тектонической активизации, к которым приурочены эти интрузии. Первая зона проходит из Северной Нигерии на север в Сахару в районы Туарегского щита; выше она была охарактеризована на примере массива Аир. Вторая зона протягивается от ОАР вдоль побережья Красного моря и далее на юг вдоль берега Индийского океана.

Большинство таких интрузий, по данным определений абсолютного возраста, возникло в нижнем палеозое; их возраст 550—435 млн. лет (Колотухина и др., 1964).

Новые данные свидетельствуют о более молодом возрасте оловоносных гранитов массива Аир. Так, по результатам определения аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, абсолютный возраст оловоносных гранит-порфиров массива Эль-Меки 298 млн. лет, а биотитовых гранитов массива Тарауаджи 295 млн. лет. Эти значения крайне близки, хотя получены на материале разных, разобщенных в пространстве интрузий, и соответствуют верхнему карбону. Именно в это время в районах Центральной Сахары между отложениями турне и верхнего карбона фиксируется перерыв в осадконакоплении, к которому, вероятно, и приурочено становление трещинных оловоносных гранитов.

Риолиты и их туфы, связанные с кольцевыми комплексами, по предположениям Р. Блека, также имеют каменноугольный возраст. Так или иначе, но несомненно то, что оловоносные граниты представляют собой трещинные субвулканические интрузии, отчетливо приуроченные к зонам крупных нарушений. Особенность таких рудоносных гранитов — тесная связь с кольцевыми многофазными плутонами, в составе которых роль биотитовых гранитов и гранит-порфиров различна, однако во времени последние всегда заканчивают образование концентрически-зональных массивов. Геологический возраст таких интрузий не установлен однозначно; имеющиеся данные по «молодым гранитам» Аира свидетельствуют о позднепалеозойском времени их образования.

Вторая стадия активизации в пределах кристаллического массива Аир связана с возникновением в посленижнемеловое время многочисленных разломов различных направлений. Тектонические нарушения устанавливаются как среди кристаллических пород, так и в меловых отложениях в обрамлении массива Аир. К таким разрывам приурочены мощные жилы халцедоновидного кварца с флюоритом и баритом. В некоторых рудных телах встречается галенит. Жилы халцедоновидного кварца часто имеют



Фиг. 5. Схема размещения оловоносных гранитов и полиметаллических месторождений в активизированных структурах Нигерии (по Р. Маккею, 1943 г.)

1 — кристаллический фундамент, сложенный породами докембрия; *2* — оловоносные граниты плато Джос. Меловые отложения (стадии наложенных терригенных впадин): *3* — дотуронские; *4* — туронские; *5* — третичные и современные осадки и лавы; *6* — полиметаллические месторождения. Общая геологическая ситуация сходна с Чешским срединным массивом

значительные размеры и протягиваются на несколько километров в длину; часто они представляют собой окварцованную зону с брекчиевой текстурой, где обломки вмещающих пород и флюорита ранних стадий сцементированы халцедоновидным кварцем. Для последнего бывает характерно полосчатое и псевдопластинчатое строение.

Нами в районе Агадесса, на юге Аира, в вади Талеуа наблюдалось отчетливое пересечение меловых конгломератов и песчаников такими зонами флюоритоносного кварца. Жилы барита встречаются не только в пределах массива Аир, они известны и на правобережье р. Нигер в пределах кристаллического массива Липтако, где также приурочены к крупным разрывам.

В Нигерии среди меловых отложений наложенных депрессий известны небольшие полиметаллические месторождения (фиг. 5).

Меловые отложения в районе Аира прорваны небольшими интрузиями трахитов, с которыми флюоритовые месторождения, очевидно, связаны парагенетически.

Флюоритовые месторождения интенсивно проявились в Восточной и Юго-Восточной Африке, где они приурочены к зонам глубинных разломов Великого рифта. В Танзании в последние годы выявлены многочисленные эпитермальные кварц-флюоритовые жилы, ассоциирующиеся в пространстве с меловыми дифференцированными интрузиями щелочных

пород (Spenser, 1955; Miller, Brown, 1963). Последние в свою очередь тяготеют к наложенным грабенам, выполненным меловыми осадками.

Сходные крупные месторождения флюорита известны в Юго-Западной Африке. Они связаны с изверженными породами щелочного комплекса, возраст которого датируется как меловой — третичный.

Возможно, что явлениями активизации обусловлено возникновение флюоритовых месторождений вне зоны альпийского орогенеза в пределах Северной Африки. Здесь эпитермальные месторождения плавикового шпата также ассоциируются с третичными основными щелочными изверженными породами (Agard, Morin, 1951, 1952).

Совершенно особую группу месторождений, проявившихся в активизированных зонах Африки, представляют редкоземельные карбонатиты, связанные с щелочными породами. Особенно широко эти месторождения распространены в зоне африканских рифтов. Еще совсем недавно считалось, что все месторождения этой зоны имеют мезозойский, а некоторые — третичный возраст. В последнее время появились данные о том, что щелочные и карбонатитовые комплексы Африки разновозрастны и формировались в течение длительного времени — от докембрия (?) до третичного периода (Колотухина и др., 1964). Этот вопрос окончательно не решен, однако несомненно, что домезозойские месторождения карбонатитов, связанные с трещинными щелочными интрузиями, распространены значительно шире, чем это считалось ранее. Характерное кольцевое строение щелочных интрузий, формирование их в несколько интрузивных фаз, трещинный характер и приповерхностные условия образования сближают их с молодыми оловоносными гранитами. Не исключено, что эти интрузии — два одновозрастных, но разных по петрохимическим особенностям комплекса, развивающихся в сходных тектонических условиях.

На других платформах также известны эндогенные месторождения, формирующиеся в процессе автономной активизации. К ним, например, относятся эпитермальные флюоритовые месторождения Индостана, тяготеющие к меловым наложенным впадинам (Subramanium, Parimoo, 1963). Флюоритовые жилы в области Барода секут отложения мела и перекрывающие их деканские траппы и пространственно контролируются дайками фельзит-порфиров.

Не исключено, что и флюоритовые месторождения Бразилии, локализующиеся в пределах поднятия прибрежной полосы, принадлежащей к платформе, также возникают в связи с процессами активизации последней.

Имеются основания полагать, что с процессами активизации Русской платформы связано проявление полиметаллического оруденения в Эстонии. Месторождения здесь локализуются в палеозойских отложениях чехла платформы и приурочены к четко выраженным зонам тектонических нарушений; они представлены галенит-сфалеритовыми рудами с баритом, кальцитом и доломитом. Изотопный состав свинцов свидетельствует об альпийском возрасте оруденения (Гончаров, 1964).

В пределах Сибирской платформы в связи с зонами тектонической активизации известны трещинные интрузии ультраосновных щелочных пород, сопровождаемые редкометальными карбонатитами. По-видимому, это позднепалеозойские или мезозойские интрузии.

На юго-западной окраине Сибирской платформы, в активизированной зоне глыбовых краевых поднятий, в последние годы выявлены рудопроявления ртути, которые в пространстве тесно ассоциируются с ультраосновными щелочными породами (Кузнецов, 1964). Рудопроявления контролируются четкими зонами разломов и, не исключено, что они имеют

мезозойский возраст. С процессами автономной активизации платформ связано проявление телетермального свинцово-цинкового оруденения. Примером таких рудных образований могут служить известные месторождения Миссури — Миссисипи, месторождения и рудопроявления Сибирской и Русской платформ, полиметаллические месторождения Нигерии. Все эти районы характеризуются мощным платформенным чехлом. Не исключено, что в таких условиях процессы активизации не привели к образованию характерных наложенных тектонических структур и интенсивному проявлению магматизма (Радкевич, 1965).

Широко и своеобразно процессы активизации представлены в платформенных сооружениях Китая, однако некоторые исследователи (Хуан Цзи-цин, 1960; Радкевич, 1965) полагают, что эти процессы обусловлены развитием на смежных территориях подвижных поясов: Монголо-Охотского на севере, Гималайского на юго-западе и Тихоокеанского на востоке. Характерно, что в пределах Китайской платформы зоны активизации примыкают к разновозрастным складчатым областям и в их пределах возникают месторождения, синхронные и однотипные месторождениям складчатых областей, окружающих платформенные структуры. В связи с этим особенности проявления эндогенных месторождений в пределах активизированных зон Китайской платформы в настоящей работе не рассматриваются.

В заключение остановимся на краткой характеристике металлогенических особенностей зон автономной активизации в пределах некоторых щитов. К таким наиболее хорошо изученным структурам относится Алданский щит. По данным Ю. К. Дзевановского, территория Алданского щита к концу протерозоя завершила орогенный этап своего развития и превратилась в консолидированную область. В кембрии значительная часть щита покрывалась мелководным морем, после регрессии которого на его территории наступил континентальный режим. Начиная с нижней юры до начала мела, в связи с возрастающей тектонической подвижностью консолидированных структур, на юге Алданского щита происходило формирование наложенных прогибов, выполненных континентальными угленосными отложениями. После образования угленосных толщ район подвергся крупным линейным расколам; возникли многочисленные сложные тектонические зоны, преимущественно восток-северо-восточного простирания, вдоль которых внедрились интрузии щелочного и гранодиоритового состава, сопровождаемые обильным оруденением. Здесь известны многочисленные месторождения золота, обычно характеризующиеся повышенным содержанием сульфидных минералов, а также рудопроявления шеелита и молибденита. Кроме этого, в зонах разломов локализуются многочисленные низкотемпературные кварц-флюоритовые жилы и метасоматические тела, залегающие в толщах кембрийских карбонатных пород.

Среди мезозойских месторождений Алданского щита намечаются две разновозрастные группы. Первая связана с трещинными, часто субвулканическими интрузиями, сложенными щелочными и умеренно-кислыми породами. В эту группу входят главным образом золотые, а также полиметаллические, молибденовые, вольфрамовые месторождения и рудопроявления.

Вторая группа объединяет флюоритовые месторождения, которые, по ряду косвенных геологических данных, более молодые, чем месторождения первой группы. Ю. К. Дзевановский отмечает, что флюоритовая минерализация часто проявляется в золотых, полиметаллических и молибденовых месторождениях, где плавиковый шпат встречается в жилах совместно с рудными минералами. Это, по его мнению, не позволяет

выделить флюоритовые месторождения в самостоятельную группу более молодых эндогенных образований.

Сходные с мезозойской минерализацией Алданского щита месторождения известны в пределах Бразильского и Канадского щитов.

Для районов Бразильского щита характерно проявление послеюрских трещинных основных щелочных интрузий, сопровождаемых урановым и редкоземельным оруденением. Очевидно, более молодые в пределах этой структуры — флюоритовые месторождения района Сьеро-Грандес и Ситтио-Сао-Бенито.

На Канадском щите с основными щелочными интрузиями района Квебека, приуроченным к крупным тектоническим зонам, ассоциируются месторождения пирохлора. В этих же районах развиты флюоритовые рудопроявления эпитермального типа.

Не исключено, что и в пределах Балтийского щита известные небольшие месторождения плавикового шпата, представленные на юге Швеции и Норвегии низкотемпературными кварц-флюоритовыми образованиями, также формировались в связи с процессами активизации. И в Советском Союзе на территории Балтийского щита известны жилы халцедоновидного кварца с флюоритом (рудопроявления Койкорское, Кандалакшинское).

Заканчивая рассмотрение особенностей проявления эндогенной минерализации в зонах автономной активизации платформ и их щитов, следует отметить, что с их развитием связано образование значительных и различных по своему составу месторождений. Среди них выделяются две группы: первая повсеместно ассоциируется с трещинными субвулканическими интрузиями и представлена месторождениями олова и вольфрама, редких земель и урана, золота и полиметаллов; среди месторождений второй группы преобладают эпитермальные флюоритовые при подчиненном значении баритовых и полиметаллических (?) образований.

На примере Африканской платформы наиболее отчетливо устанавливаются две линии в развитии эндогенной минерализации, ассоциирующейся с трещинными интрузиями: первая линия характеризуется развитием редкоземельных месторождений в связи с ультраосновными щелочными комплексами; вторая — оловянно-вольфрамовых, генетически связанных с ультракислыми гранитами.

Если процессы автономной активизации в пределах складчатых областей и срединных массивов отчетливо проявляются в две стадии с образованием специфических наложенных тектонических форм, присущих каждой из стадий («вулканогенные наложенные прогибы» и «терригенные наложенные впадины»), то в пределах платформ выделение таких наложенных структур представляет большие трудности. Несмотря на это, месторождения в зонах активизации платформ близки сходным месторождениям зон активизации в пределах складчатых областей и срединных массивов, и отчетливо разделяются по особенностям своего проявления и характеру минерализации на две группы.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОН АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Сопоставление и анализ эндогенной металлогении в зонах автономной активизации, формирующихся как в пределах складчатых областей и срединных массивов, так и в пределах платформ и их щитов, показывает, что в геологических особенностях проявления эндогенных месторождений в этих структурах, а также в характере самих рудных образований имеется много общего. Это еще раз подчеркивает, что процессы автономной

активизации представляют собой совершенно специфический и самостоятельный комплекс геологических явлений, сопровождающийся возникновением определенных групп эндогенных месторождений.

Изложенный в предыдущих разделах фактический материал свидетельствует о большом сходстве, имеющемся в особенностях формирования эндогенных месторождений в зонах активизации, развивающихся на различном субстрате; по существу, в настоящее время четкое влияние последнего на характер минерализации установить не удается. Это также, по-видимому, указывает на самостоятельное значение зон активизации и связанных с ними месторождений.

В развитии зон автономной активизации отчетливо устанавливаются две самостоятельные стадии, характеризующиеся строго определенным набором полезных ископаемых. Каждой из стадий соответствуют определенные наложенные структуры, отражающие специфику тектонического режима.

В первую стадию обычно возникают наложенные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. Нами такие структуры условно названы «вулканогенными наложенными прогибами». Они формируются в связи с возникновением крупных разломов, придающих субстрату, на котором закладываются эти структуры, блоковое строение. Обычно такие прогибы имеют изометричную форму, слагающие их толщи слабо дислоцированы, причем часто наблюдаются характерные явления «приразломной» складчатости. С образованием таких структур связано проявление трещинных, часто субвулканических интрузий различного состава, сопровождаемых разнообразной минерализацией.

Такие структуры имеют отчетливое развитие среди консолидированных складчатых областей Западного Забайкалья, Буреинском, Чешском, Родопском и Восточно-Монгольском срединных массивах.

В зонах активизации платформ и их щитов эта стадия выражена несколько иначе. Здесь не контрастны структуры типа «вулканогенных наложенных прогибов». Их проявление как бы намечается небольшими покровами ранних кислых эффузивов, предшествующих становлению кольцевых интрузий Аира и Нигерии.

В тех наложенных прогибах, где формируются преимущественно толщи основных эффузивов, широко развиты полиметаллические месторождения (Родопский массив), а там, где вулканогенные формации представлены рядом кислых пород, возникают редкометальные, оловянно-вольфрамовые, но главным образом оловянные месторождения. Пример этого — формирование оловорудных месторождений Буреинского массива, тесно связанных с комплексами кислых эффузивов, а также редкометальных месторождений Богемии, возникающих после покровов позднепалеозойских кварцевых порфиров. Не случайно, по-видимому, и образованию оловоносных гранитов Африки предшествуют излияния кислых эффузивов.

Месторождения этих двух различных типов связаны с различными комплексами трещинных интрузий. Так, полиметаллические месторождения в зонах активизации Родопского массива ассоциируются с гранодиорит-порфирами, монцонитами и сиенитами. Для редкометальных оловорудных и вольфрамовых месторождений постоянна связь с кислыми гранитами и гранит-порфирами.

В активизированных зонах Западного Забайкалья устанавливается перемежаемость эффузивных покровов разного состава; при этом основные эффузивы преобладают. Здесь развиты главным образом вольфрамовые и молибденовые месторождения в связи с комплексами трещинных

кислых интрузий. Для вольфрамового оруденения характерна его ассоциация с полиметаллическими рудами.

В первую стадию активизации на Африканской платформе возникают две группы месторождений. Первая образована оловянными и оловянно-вольфрамовыми месторождениями в связи с трещинными интрузиями гранитов и гранит-порфиров. Вторая группа месторождений ассоциируется со сложным комплексом щелочных кольцевых интрузий и представлена редкоземельными месторождениями карбонатитового ряда.

На Алданском щите в первую стадию активизации, кроме рудопроявлений, которые ассоциируются со щелочными комплексами, в связи с трещинными интрузиями умеренно-кислых гранитоидов, формировались месторождения и рудопроявления золота, молибдена, вольфрама и полиметаллов.

В проявлении редкоземельной и оловянной минерализации устанавливается определенный «антагонизм». На Африканской платформе он выражается в довольно четком разобщении в пространстве районов с развитием щелочных и кислых гранитных комплексов, сопровождающих данное оруденение. Например, в щелочных провинциях Восточной Сибири это подтверждается отсутствием месторождений олова. Таким образом, можно говорить об определенной металлогенической специализации некоторых зон активизации или их частей. Среди них в пределах срединных массивов в первую стадию формируются два типа зон: зоны с полиметаллическими (родопский тип) и оловянными (чешско-буреинский тип) месторождениями. На Африканской платформе выделяются зоны с редкоземельным (восточно-африканский тип) и оловянным оруденением (иногда с колумбитом). Второй тип зон может быть условно назван западно-африканским или нигерийским (фиг. 6).

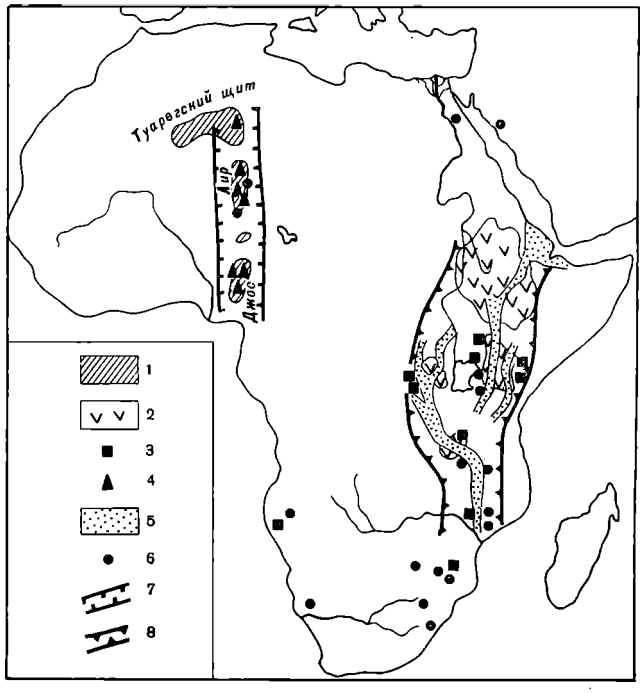
Намечается, что месторождения редких земель в первую очередь характерны для зон активизации платформ и их щитов. В пределах складчатых областей они имеют меньшее развитие и практически не встречаются в активизированных зонах срединных массивов.

С процессами активизации связано возникновение щелочных комплексов в консолидированных каледонских складчатых сооружениях Восточной Сибири. Эти образования и сопутствующая им эндогенная минерализация близки по своим особенностям восточно-африканскому типу зон. Такое сходство подчеркивает общность в металлогении зон активизации складчатых областей и платформ. Среди зон активизации в пределах складчатых областей намечаются два металлогенических типа: в одном ведущее значение имеет редкометальное оруденение (Западное Забайкалье), в другом — редкоземельное.

Характерные особенности зон автономной активизации в пределах срединных массивов и платформ для некоторых, наиболее контрастно выделяемых их металлогенических типов, сведены в табл. 3 и 4.

Во вторую стадию активизации практически во всех рассмотренных выше регионах формируются эпитермальные месторождения, представленные главным образом месторождениями флюорита обычно при подчиненном или еще до конца не выясненном значении сурьмяных, ртутных, золотых и баритовых месторождений. По-видимому, в эту стадию иногда формируются и полиметаллические месторождения.

В тектоническом отношении эта стадия характеризуется возникновением «терригенных наложенных впадин», выполненных грубообломочными угленосными отложениями. Весьма часто эти структуры обрамлены крупными зонами разрывных нарушений, к которым и приурочены месторождения. Такие структуры и месторождения известны в зонах автономной активизации складчатых областей (Западное Забайкалье, Тянь-



Фиг. 6. Схема размещения зон автономной активизации в пределах Африканской платформы

1 — выходы кристаллического основания (в пределах Западно-Африканской зоны активизации); *2* —основные и щелочные вулканические породы (наложенные вулканогенные прогибы); *3* — месторождения карбонатитов; *4* — редкометальные (оловянные и оловянно-вольфрамовые) месторождения; *5* — рифтовые впадины, выполненные терригенными континентальными угленосными отложениями мезокайнозоя (наложенные терригенные впадины); *6* — эпитермальные флюоритовые месторождения; *7* — границы Западно-Африканской зоны автономной активизации с редкометальной минерализацией; *8* — границы Восточно-Африканской зоны автономной активизации с редкоземельной минерализацией

Шань, Горный Алтай), срединных массивов (Родопский, Чешский, Восточно-Монгольский, Буреинский массивы), платформ (Африканская, Индостанская, Сибирская) и их щитов (Алдан, Канада, Бразилия).

Флюоритовые месторождения в пространстве тесно связаны с комплексом субвулканических основных щелочных интрузий, характеризующихся крайне большим сходством, несмотря на значительную пространственную разобщенность. Такие интрузии, одновозрастные эпитермальному оруденению, выявлены в Западном Забайкалье, Родопах, Чешском массиве и Южной и Центральной Африке (в зоне Великих разломов и в обрамлении горного массива Аир), Канаде и Бразилии.

Обращает на себя внимание, что минерализация второй стадии активизации весьма однотипна: она представлена только эпитермальными рудными образованиями небольших глубин. Преобладают флюоритовые месторождения, обычно сложенные жилами халцедоновидного кварца с плавиковым шпатом, реже — кальцитом и баритом.

Можно считать, что эти месторождения — как бы «индикаторы» эндогенных процессов второй стадии автономной активизации, так как они известны практически во всех зонах, где установлены или только предполагаются такие явления. В отличие от месторождений второй стадии для

Таблица 3

Характерные особенности зон автономной активизации в пределах срединных массивов

Характерные особенности	Родопский тип (полиметаллический)		Чешско-Буреинский тип (оловянно-вольфрамовый)	
	I стадия активизации	II стадия активизации	I стадия активизации	II стадия активизации
Характер субстрата, на котором развиваются процессы активизации	Консолидированные докембрийские структуры основания срединного массива	Консолидированные докембрийские структуры с «вулканогенными наложенными прогибами» первой стадии активизации	Консолидированные протерозойские и частично палеозойские структуры	Консолидированные древние складчатые структуры с «вулканогенными наложенными прогибами» первой стадии активизации
Время развития стадий активизации	Палеоген (в основном олигоцен)	Плиоцен	Чешский массив — верхний палеозой (C_3? — P). Буреинский массив — нижний мел	Чешский массив — мел — неоген. Буреинский массив — верхний мел, палеоген (?)
Типы наложенных структур	Пологие широкие прогибы изометричной формы. Разломы	Узкие вытянутые впадины, оконтуренные разломы	Пологие широкие мульды. Многочисленные разломы	Крупные изометричные депрессии, обрамленные зонами тектонических нарушений
Характер осадочных и вулканогенных формаций	Наземные вулканогенные: андезитовые, дацитовые, андезит-дацитовые, трахиандезитовые. Континентальные пестроцветные, малассовые. В отдельных прогибах липаритовые	Континентальные пестроцветные, угленосные молассы	Наземные вулканогенные липаритовые (резко подчиненные андезитовые)	Континентальные пестроцветные, угленосные. Молассы
Магматизм	Трещинные интрузии монцонитов, сиенит-порфиров, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, контролируемые зонами разломов	Субвулканические тела трахиандезитов	Трещинные интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров	В Чешском массиве (Полабской впадине): субвулканические основные щелочные интрузии (тешениты, кринаниты, лимбургиты)
Металлогения	Гидротермальные приповерхностные среднетемпературные месторождения: кварц-галенит-сфалеритовые (с халькопиритом), кварц-карбонат-сульфидные (с кальцитом, родохрозитом, манганокальцитом, анкеритом, галенитом и халькопиритом), кварц-галенит-сфалерит-халькопиритовые, иногда с золотом и баритом. Четкие рудные зоны, контролируемые разломами и трещинными интрузиями	Эпитермальные флюоритовые и сурьмяные (редко — золотые)	Оловоносные грейзены, высокотемпературные, кварц-касситеритовые и кварц-касситерит-вольфрамитовые, сульфидно-касситеритовые месторождения	Эпитермальные флюоритовые (преобладают), сурьмяные, редко — полиметаллические (Чехия)
	Родопский массив		Чешский, Буреинский срединные массивы, Центрально-Французский массив, отдельные блоки Восточно-Монгольского массива	

Таблица 4

Характерные особенности зон автономной активизации в пределах платформ и их щитов

Характерные особенности	Западно-Африканский тип (оловянно-вольфрамовый)		Восточно-Африканский тип (редкоземельный)	
	I стадия активизации	II стадия активизации	I стадия активизации	II стадия активизации
Характер субстрата, на котором развиваются процессы активизации	Докембрийские консолидированные структуры основания платформы	Древнее кристаллическое основание и структуры осадочного чехла	Докембрийские комплексы кристаллического основания и структуры осадочного чехла (на платформах)	
Время развития стадий активизации	Карбон — пермь (?)	Верхний мел — палеоген (?)	Палеозой — мезозой (?)	Мел — неоген
Тип наложенных структур	Разломы	Иногда врезанные в кристаллическое основание платформ узкие впадины, обрамленные зонами разломов. Омоложенные разломы	Разломы. Иногда намечается образование пологих прогибов, выполненных эффузивами	В некоторых регионах узкие впадины, обрамленные зонами разломов (Великий рифт Африки)
Характер осадочных и вулканогенных формаций	Небольшие покровы риолитов и их туфов	Континентальные пестроцветные формации. Молассы	Покровы основных и щелочных эффузивов	Континентальные пестроцветные и угленосные формации
Магматизм	Сложный комплекс кольцевых интрузий щелочных и кислых гранитов. Приповерхностные интрузии биотитовых гранитов и гранит-порфиров	Субвулканические тела трахиандезитов	Сложные кольцевые комплексы щелочных интрузий	Субвулканические тела основных щелочных пород. Иногда гранит-порфиры (Индия)
Металлогения	Оловоносные грейзены, высокотемпературные кварц-касситеритовые и кварц-вольфрамит-касситеритовые месторождения. Колумбитоносные апограниты. Крупные пояса с развитием трещинных рудоносных интрузий	Эпитермальные флюоритовые и баритовые месторождения, контролируемые зонами разломов. Возможно, полиметаллические месторождения (Нигерия)	Редкоземельные карбонатиты	Эпитермальные флюоритовые месторождения, реже — сурьмяные
Примеры	Западная Африка: Туарегский щит, горный массив Аир, плато Джос (Нигерия); ОАР, Судан		Восточная Африка (зона Великих рифтов); Бразильский и Канадский щиты; Индостан (II стадия активизации)	

рудных образований первой стадии активизации характерен широкий спектр эндогенных месторождений, образующихся в значительном диапазоне температур. Здесь известны оловоносные и молибденоносные грейзены, высокотемпературные гидротермальные оловорудные и вольфрамовые месторождения, редкоземельные карбонатиты и альбитизированные ниобийсодержащие граниты, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золотые месторождения, для которых обычно формирование в несколько стадий при интенсивном проявлении в некоторых случаях сульфидного оруденения, а также полиметаллические месторождения. Возможно, что именно в эту стадию активизации возникают месторождения так называемой пятиэлементной формации.

Особенность месторождений этой группы — их формирование в условиях небольших глубин, что подтверждается наличием брекчиевых и кокардных структур, колломорфным строением минеральных агрегатов, многостадийным образованием руд и т. д.

Для месторождений характерна приуроченность к зонам крупных разрывов, в которых отдельные рудные тела прослеживаются на сотни метров по вертикали и горизонтали.

Выделенные две стадии в развитии процессов активизации и связанного с ними оруденения обычно характерны для всех рассмотренных нами регионов. Однако не везде они проявляются одинаково, в полном своем развитии, со всем необходимым «набором» типичных явлений. Для некоторых зон активизации характерно «эмбриональное» развитие или отсутствие «вулканогенных наложенных прогибов» первой стадии (Чешский массив, Алданский щит, Туарегский массив). В то же время интрузии этой стадии в таких зонах проявляются отчетливо. На платформах и щитах не всегда ясно выражена самостоятельность структурных форм второй стадии, хотя флюоритовые месторождения, связанные с зонами молодых разломов и характерные для данной стадии активизации, широко проявлены и в этих структурах.

В зонах активизации размещение месторождений отчетливо контролируется тектоническими нарушениями, вдоль которых месторождения обычно группируются в отдельных рудных районах и узлах. Иногда возникают крупные наложенные рудоносные структуры или рудные пояса, прослеживающиеся на сотни километров. К таким структурам относятся, в частности, флюоритовый пояс Восточной Монголии, возникший в активизированных структурах одноименного срединного массива, меридиональный пояс оловянных месторождений Западной Африки, протягивающийся из района плато Джос на юге до Туаретского щита на севере, редкометальный и флюоритовый пояса Забайкалья, сформировавшиеся среди активизированных байкальской и каледонской складчатых областей (Щеглов, 1962). Крупный пояс флюоритовых месторождений намечается в активизированных структурах прибрежной части Бразильского щита.

Формирование зон автономной активизации и связанных с ними месторождений происходит в различных регионах в разное время.

Наиболее древние зоны активизации Африканской платформы; здесь их возникновение начинается в палеозое. Не исключено, что некоторые щелочные комплексы в зоне Великих рифтов формируются в раннем палеозое (Колотухина и др., 1964), а оловоносные граниты — в карбоне. К последним по времени становления примыкают рудоносные интрузии Чешского и Центрально-Французского срединных массивов, сопровождаемые редкометальным оруденением. Известны зоны активизации мезозойского (Западное Забайкалье, Монголия и др.) и кайнозойского времени (Родопы, Индостан). Молодые зоны активизации развиты в складчатых областях Средней Азии.

В настоящее время устанавливается, что наиболее широко процессы автономной активизации проявляются в мезозойское и кайнозойское время.

Общее для многих зон — их формирование на значительно более древнем субстрате, консолидация которого завершилась задолго до проявления процессов активизации. К таким структурам относятся зоны автономной активизации в пределах срединных массивов (Родопский, Чешский, Буреинский, Восточно-Монгольский и др.), щитов и платформ (Алданский, Канадский щиты, Африканская, Индостанская платформы и т. д.). В складчатых областях процессы активизации в одних случаях значительно оторваны по времени от структур субстрата (как, например, в складчатых областях Западного Забайкалья, где процессы мезозойской активизации развиваются на консолидированной каледонской складчатой области), в других случаях процессы активизации складчатых сооружений следуют без большого перерыва сразу же после их консолидации. Примером этого, по-видимому, могут служить палеозойские складчатые пояса Тянь-Шаня, на которых развиваются мезозойские процессы активизации, или консолидированные герциниды Центральной Европы, где эти процессы проявляются уже в верхнем палеозое.

Таким образом, значительный перерыв во времени между формированием консолидированных структур субстрата и проявлением процессов активизации не строго обязателен.

Когда значительного перерыва нет, наложенные структуры (прогибы и впадины), в особенности первого этапа активизации, проявлены не четко и основное значение приобретают крупные расколы. Особенно контрастно наложенные тектонические формы выражены в регионах, где процессы активизации развиваются на древнем субстрате (Западное Забайкалье, Родопы).

В некоторых регионах намечается выпадение первой стадии или ее крайне ограниченное развитие (Индостан); вторая стадия активизации с ее наложенными терригенными угленосными впадинами и своеобразным комплексом эпитермальных месторождений всегда проявляется отчетливее первой. Обычно стадии процессов активизации следуют одна за другой, без большого перерыва во времени; так, например, в Западном Забайкалье первая стадия охватывает по времени пермь — триас, вторая начинается со средней юры; в Родопах первая стадия (формирование вулканогенных наложенных прогибов) происходит в основном в олигоцене, вторая — в плиоцене.

В других регионах разрыв между стадиями более значителен, что характерно для зон активизации Западной Европы и Африки; здесь первая стадия проявляется в конце палеозоя, вторая — начиная с мелового времени. Примером этого являются зоны активизации в пределах Чешского и Центрально-Французского массивов и обрамляющих их складчатых сооружений герцинид, а также зоны активизации Западной Африки с редкометальным оруденением (Аир, Джос). Следует отметить, что хотя процессы автономной активизации проявляются в пределах различных по возрасту и геологическому строению консолидированных сооружений в разное время и между отдельными стадиями этих процессов существуют определенные отличия и в характере образующихся тектонических наложенных форм, и во времени их проявления, эндогенные месторождения, возникающие в зонах автономной активизации, крайне сходны друг с другом и имеют определенную последовательность образования. В первую, раннюю стадию во всех регионах формируются месторождения, связанные с трещинными интрузиями; во вторую стадию — эпитермальные месторождения, обычно без такой четкой связи.

Эта особенность проявления эндогенных месторождений еще раз подчеркивает автономность и специфику процессов активизации, имеющих в развитии земной коры совершенно самостоятельное значение.

Эндогенные месторождения зон активизации по некоторым «внешним» признакам похожи на месторождения средних и поздних стадий развития складчатых областей. Это сходство во многом формально и обусловлено главным образом близостью минерального состава и кажущихся генетических особенностей месторождений. Так, например, оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения средних стадий развития складчатых областей близки по минеральному составу оловянным месторождениям первой стадии активизации. Однако при более детальном рассмотрении этого сходства выявляются существенные отличия между этими, казалось бы, действительно близкими высокотемпературными месторождениями.

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965б) совершенно справедливо указывают, что оловоносные граниты зон активизации в отличие от оловоносных гранитов геосинклинальных областей сформированы в условиях меньших глубин и относятся к гипабиссальной группе фаций. Этим объясняется отсутствие или незначительное развитие пегматитов, столь характерных для редкометальных гранитов геосинклиналей. Изученные нами рудоносные интрузии массива Аир (Западная Африка) представлены, как отмечалось выше, приповерхностными штоками гранит-порфиров с характерной каймой флюидальных кварцевых порфиров вдоль контакта. Подобные интрузии не характерны для средних этапов развития складчатых поясов.

В характере минерализации также имеются свои особенности, прежде всего более широкое развитие сульфидного оруденения, накладывающегося на редкометальное. Так, в оловоносных грейзенах Аира встречаются галенит, сфалерит и блеклые руды; в оловянных месторождениях Чехии (Циновец и др.) сульфидная минерализация проявлена весьма интенсивно и послужила предметом специального изучения с целью ее сравнения с свинцово-цинковыми месторождениями Чешского массива (Stemprock, 1960). Для оловорудных месторождений зон активизации обычно формирование в несколько стадий, что не типично для редкометальных месторождений геосинклинальных областей.

Характерная особенность редкометальных месторождений зон активизации (вольфрамовых, молибденовых, оловянных и золоторудных) в ряде случаев — интенсивное проявление полиметаллической минерализации, вплоть до образования редкометально-сульфидных месторождений. В таких месторождениях полиметаллическая минерализация тесно переплетается с редкометальной и золотой: она не только накладывается в виде самостоятельных стадий, но и входит в состав собственно редкометальных руд.

Если для редкометальных месторождений средних и отчасти поздних этапов развития складчатых областей в рудном процессе характерна тесная связь олова, вольфрама и молибдена, то для месторождений зон активизации наоборот типична сепарация этих элементов с образованием самостоятельных месторождений.

Для полиметаллических месторождений зон активизации в некоторых регионах, по-видимому, характерно повышенное содержание флюорита.

В общем случае можно считать, что для месторождений зон активизации особенно показательны признаки, указывающие на приповерхностные условия их образования; в частности, к ним относятся широкое развитие брекчиевых, кокардовых и крустификационных текстур, реликтов колломорфного строения в рудах, стадийность минерализации со сложными процессами наложения низкотемпературных минеральных ассоциаций на

высокотемпературные, явления зональности. Некоторые месторождения поздних и конечных стадий развития подвижных поясов близки к месторождениям зон активизации; в особенности это относится к эпитермальным месторождениям. Такое сходство обусловлено, очевидно, прежде всего определенной однотипностью геологических условий образования месторождений в консолидированных структурах, когда основное значение для проявления и локализации месторождений приобретают разрывные нарушения.

В настоящее время еще нет необходимых критериев для отнесения месторождений по их генетическим особенностям к той или иной группе; их выявление — задача специальных исследований. Однако уже сейчас можно говорить о том, что некоторые месторождения зон активизации отличаются своими специфическими признаками. К ним, в частности, относятся вольфрамовые месторождения с широким развитием полиметаллического оруденения и поздних низкотемпературных стадий. Более чем вероятно, что особую группу месторождений зон активизации составляют месторождения так называемой пятиэлементной формации, характеризующиеся, как известно, специфическими генетическими особенностями.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Представления о зонах автономной активизации, прежде всего о связи с ними эндогенных месторождений, являются новыми и не получили еще должного признания. Между тем рассмотрение особенностей проявления эндогенных рудных процессов с этих позиций позволяет по-иному подойти к оценке перспектив крупных регионов.

С точки зрения открытия эндогенных месторождений, формирующихся в процессе автономной активизации, привлекают внимание территории Балтийского и Украинского щитов. Здесь, в особенности в пределах последнего, не исключена возможность обнаружения оловорудных месторождений, связанных с трещинными интрузиями кислых гранитов. Вполне вероятно, что известное на территории Балтийского щита касситеритовое месторождение Пяткаранта — пример проявления таких месторождений в условиях карбонатной среды. Не исследованы до конца на Балтийском щите жилы халцедоновидного кварца с флюоритом и баритом.

В Забайкальской зоне автономной активизации вполне возможно выявление среди консолидированных каледонских сооружений мезозойских оловянных месторождений. В этом отношении интересен Чино-Амалатский район в верховьях Витима, где известны небольшие коренные и россыпные рудопроявления олова. Не исключено, что в Западном Забайкалье с явлениями активизации связано образование полиметаллических месторождений.

С иных позиций следует подойти к оценке перспектив складчатых сооружений Тянь-Шаня, подвергшихся в мезозое и кайнозое интенсивным процессам активизации. По-видимому, многие месторождения Средней Азии, считающиеся в настоящее время палеозойскими, имеют более молодой возраст и их возникновение связано с процессами активизации. Это в первую очередь относится к полиметаллическим (с флюоритом) и эпитермальным ртутным, сурьмяным и флюоритовым месторождениям. Их развитие, очевидно, ограничено не только палеозойскими структурами, но затрагивает и более молодые наложенные тектонические формы.

В активизированных складчатых сооружениях Тянь-Шаня возможно проявление оловорудных месторождений первой стадии активизации, связанных с образованием «вулканогенных наложенных прогибов» и трещин-

ных кислых интрузий, а также золоторудных месторождений эпитермального типа. Последние могут быть проявлены и в зонах молодых разломов Украинского щита, где не исключена ассоциация с ними флюоритовых и ртутных образований.

По-видимому, с иных позиций следует оценить особенности проявления ртутной минерализации в Саяно-Алтайской области и на юге Сибирской платформы. Не исключено, что такие месторождения приурочены к зонам автономной активизации молодого возраста.

Правильность высказанных в самом общем виде прогнозов проверит практика ближайших лет. В то же время имеющийся по некоторым регионам материал уже сейчас свидетельствует о том, что с открытием месторождений в зонах активизации связаны значительные перспективы расширения минерально-сырьевой базы редких металлов (Sn, W, Mo), золота, полиметаллов, флюорита, ртути и др.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов.— Сов. геология, № 8, 1963.

Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., изд-во «Наука», 1964.

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 85, 1963.

Атанасов Ат., Маврудчиев Б., Боянов Ив., Ващаров Ив. Малките интрузии в източните Родопи и тяхното металогенично значение.— Трудове върху геологията на България. Болг. АН, серия геох., минер. и петрогр., т. 4, 1963.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. Изд-во «Наука», 1964.

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

Бояджиев Ст. Магматичните скали в Западните Родопи.— Годишник управлението за геологични проучвания, т. 10, 1959.

Боянов Ив., Маврудчиев Б. Палеогенският магматизъм в северо-източните.— Родопи. Годишник на Софийския ун-т, т. LIV, 1959—1960.

Булмасов А. П. Магнитные и гравитационные поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10, 1960.

Гончаров Г. С. Проявления полиметаллического оруденения Эстонской ССР.— Сов. геология, № 7, 1964.

Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций.— Геол. рудн. месторожд., № 6, 1964.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965а.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры.— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 1, 1965б.

Громов Ю. Я. Основные структурные элементы вулканогенно-осадочных покровов срединных массивов.— В кн.: Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1961.

Димитров Д. К. Редки и разсеяни елементи в сулфидните руди на Маданските полиметалически месторождения.— Трудове върху геологията на България, Болг. АН, серия геох., минер. и петрогр., т. 4, 1963.

Игнатович В. И. Дайки и молибденово-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение).— Сб. геол. производ. информации (Бурят. геол. упр-ние), № 3, 1959.

Иициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1960.

Иициксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 55, 1961.

Йовчев Й. Полезни изкопаеми на НР България, кн. 1—5. София, Техника, 1960—1961.

Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии.— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 2, 1961.
Каленов А. Д., Хасин Р. А. Возраст и некоторые закономерности размещения флюоритовой минерализации в Восточной Монголии.— Сов. геол., № 4, 1965.
Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Закономерности размещ. полезных ископ., т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд-во «Наука», 1964.
Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. Тезисы докладов.— В кн.: Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
Константинов К., Димитров Р. Полезните изкопаеми на Средните Родопи. Трудове върху геологията на България.— Болг. АН, серия геох., минер. и петрогр., т. 4, 1963.
Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1958.
Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Литвиненко К. И., Месхи А. М., Афиногенова Л. Н. Альпийский магматизм и металлогения Таджикистана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Луйк А. А. Наиболее молодые свинцовые месторождения Центрального Тянь-Шаня.— Геол. рудн. месторожд., № 3, 1960.
Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 85, 1963.
Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. Изд-во «Наука», 1964.
Машка М. Основные особенности структуры и развития Чешского массива.— В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. ИЛ, 1963.
Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1940.
Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Нечев А. Д. Находка геля фтористого кальция на месторождении Славянка в Народной Республике Болгарии.— Сов. геология, № 11, 1960.
Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
Радкевич Е. А. Полициклличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.
Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
Турбин Л. И., Малыгин В. В. Об альпийском эндогенном оруденении некоторых районов Западного Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19. Изд-во АН СССР, 1960.
Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, № 7, 1965.
Хамрабаев И. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Гарьковец В. Г., Шмулевич А. М. Некоторые черты киммерийской и альпийской металлогении Узбекистана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. В., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Хуан Цзи-цин. Некоторые особенности геотектоники Китая.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. ИЛ, 1960.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды Всес. н.-и. ин-та золота и редких мет., т. 14, геол., 1959.
Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. Изд-во «Наука», 1964.
Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.
Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.
Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 103, 1964.
Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.
Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.— В кн.: Рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во АН СССР, 1966.
Щеглов А. Д., Розинов М. И. О признаках связи эпитермальной минерализации Западного Забайкалья с послениижнемеловыми субщелочными интрузиями.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во «Недра», 1964.

Agard I., Morin P. Les gisements de flucrine du Maroc.— Morocco, Serv. Gecl., Nctes et Mem. Rabat, N 83, t. 4, 1951.
Agard I., Morin P. Fluorine.— In.: Gèolodie des qites minèraux Marocains. Rabat, 1952 (International geol. congr., XIX session. Monogr. reg., 3 sèr., Maroc, N 1).
Baumann L. On the zonal distribution of mineralization in the ore veins of the Freiberg ore district.— In: Symposium problems of postmagmatic ore deposition, v. 2. Prague, 1965.
Chen Kuo-da. Characteristics and nature of the Diwa — reqion compared with so-called «para-platform».— Acta Gecl. Sinica, v. 40, N 2, 1960.
Losert J., Chrt I. Neoidni platformi metalogemeticka province v metalogenetické oblasti Ceskeho masivu.— Vestn., Usred. ustavu geol., roc. 37, 1962.
Miller J. A., Brown P. E. The age of some carbonatitie igneous activity in Scuthwest Tanganyika.— Geol. Mag., v. 100, N 3, 1963.
Spenser I. Note on a quarts — fluorite rock from the Ngaka Coalfield, Songea district.— Records Geol. Surv. Tanganyika, v. 2 (1952), 1955.
Stemprock M. Sulfidische Vererzung auf der Erzlagerstätte Cinovec (Zinnwald) im Erzgebierge.— Sborn. Ustred. ustavu geol., sv., 27, 1960.
Subramanium A. P., Parimoo M. Z. Fluorspar mineralization related to Deccan basalt volcanism at Amba Dongar, Baroda district, India.— Nature (London), v. 198, N 4880, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

Зоны активизации или глыбовые зоны обладают четко выраженными специфическими особенностями и наряду с платформами и геосинклинальными областями относятся к разряду главнейших структурных элементов земной коры. Эти структурные элементы описывались под разными названиями: активизированных платформ (или зон), дива-регионов, сводовых поднятий, эпигоналей, областей тектонической дифференциации, возрожденных орогенических поясов и т. д. Впервые значение этих структур отметил Г. Ф. Мирчинк (1940), который назвал их глыбовыми зонами.

Особое значение для понимания главнейших геологических особенностей структур подобного типа имеют труды Е. В. Павловского (1948, 1953), в общих чертах охарактеризовавшего «мощный процесс аркогенеза, изменяющий структуру протерозойских, каледонских, герцинских и мезозойских платформ». В связи с этими длительными процессами формируются геоморфологически выраженные весьма крупные системы линейно вытянутых сводовых поднятий, разделенных прогибами, которые сопровождаются крупными разломами и разнообразной магматической деятельностью. Во впадинах, образующихся в связи с этими движениями, накапливаются мощные толщи осадочных и вулканогенных пород.

Изучение этих специфических структур, особенно характерных для последокембрийской истории развития земной коры, весьма важно для металлогении, так как к ним приурочены многие крупные рудные провинции. Однако проблеме общей металлогенической характеристики глыбовых зон посвящены лишь немногие работы. Эти вопросы затронуты в трудах В. Н. Козеренко (1954, 1960), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1962, 1964), Е. А. Радкевич (1965). Металлогения зон активизации некоторых областей Восточной Сибири нашла свое отражение в работах А. Д. Щеглова (1960, 1964, 1965), Д. И. Горжевского и Н. А. Фогельман (1965) и некоторых других исследователей.

Зоны активизации, как и геосинклинальные области, относятся к числу тектонически активных элементов земной коры; они характеризуются большими амплитудами и скоростями тектонических движений и большой их контрастностью. Для них характерна активная магматическая деятельность, в результате которой чаще всего образуются сложные интрузивно-эффузивные комплексы.

Весьма важная особенность зон активизации, как и геосинклинальных областей,— внутренняя дифференциация. В их пределах выделяются структурно-фациальные зоны различного масштаба, отличающиеся как своим геологическим строением, так и определенными металлогеническими чер-

тами. В связи с этим в пределах зон активизации выделяются различные по своим особенностям рудные провинции и районы. Следовательно, расшифровка характера внутренней тектонической и металлогенической расчлененности той или иной зоны активизации представляет собой весьма важную в практическом отношении задачу.

Особенности внутренней металлогенической дифференциации зон активизации еще не изучены достаточно подробно и могут быть показаны лишь на ряде примеров. Весьма характерный в этом отношении пример — районы Южного Китая, в пределах которых находятся богатейшие рудные провинции вольфрама, олова, сурьмы и других металлов, а также область Северо-Западного Забайкалья с проявлениями молибден-вольфрамовой и золото-молибденовой минерализации. Районы Китая из-за ограниченности имеющейся у нас информации могут быть рассмотрены лишь в самом общем виде. Второй регион, известный авторам по личным исследованиям, охарактеризован ниже более подробно.

Исследователи уже давно обращали внимание на особую подвижность Китайской платформы и на дифференцированный характер тектонических движений в ее пределах. Подробно эта проблема рассмотрена Чен Го-да (1956—1958), выводы которого в значительной мере основываются на тектонических обобщениях Е. В. Павловского. Особенное внимание Чен Го-да уделил Юго-Восточному Китаю. Исследователь отметил весьма длительный характер процессов активизации Китайской платформы, начавшийся, по его заключению, с синия. В начальный период в вытянутых впадинах здесь образовывались мощные толщи отложений, достигающих в ряде случаев многих тысяч метров. В более позднее время (юрский и меловой периоды) в Южном Китае происходило формирование не только терригенных толщ, но и мощного комплекса кислых и средних вулканогенных пород и внедрение крупных интрузий гранитов. Большая часть разнообразных эндогенных месторождений Южного Китая связана с магматическими образованиями именно этого возраста.

Подвижность Китайской платформы, по данным авторов коллективного труда «Основы тектоники Китая» (1962), вызвана главным образом разломами. Прямоугольные и ромбовидные очертания впадин в восточной части Китая обусловлены глыбовыми разломами фундамента. «Формами подвижности Китайской платформы являются образования глыбовых поднятий и глыбовых впадин в результате разломов фундамента, причем в районах глыбовых поднятий преобладает магматическая деятельность; складчатость в породах осадочного чехла развивается во впадинах». Авторы этого труда пришли к выводу, что районы, где наиболее интенсивно проявляются процессы активизации, расположены вблизи области, которая в мезозое и кайнозое была геосинклиналью, причем по мере приближения к геосинклинали явления подвижности становятся выраженными все более отчетливо.

Наличие достаточно мощного «платформенного чехла» позволило китайским геологам выделить в пределах Южно-Китайского платформенного массива ряд специфических структур, которые ими названы платформенными антиклинориями и синклинориями.

Наиболее интенсивные процессы активизации Китайской платформы проявились в мезозое в связи с яньшанскими движениями.

Выделяются два основных типа активизированных областей мезозойского этапа:

1. Области с весьма широким развитием разломов в фундаменте и осадочном чехле, характеризующиеся одновременно мощной магматической деятельностью. Типичный пример подобных областей — крайняя юго-восточная часть Китая (Катазиатский «платформенный антиклинорий»).

2. Области складчато-сбросового типа, в пределах которых чехол смят в складки в результате разломов фундамента. Магматическая деятельность в подобных областях не развита. Пример территории подобного типа — Сычуанский «платформенный синклинорий», мощность мезозойских отложений в пределах которого достигает 6—8 *км*.

В пределах Юго-Восточного Китая выявляется сложное развитие магматических процессов, проявляющихся и в эффузивной, и в интрузивной форме. Из вулканических пород Юго-Восточного Китая наиболее распространены кислые эффузивы, в меньшей степени развиты вулканиты среднего состава. Среди интрузивных образований наиболее широко развиты граниты и близкие к ним породы.

Устанавливается тесная связь в формировании гранитных массивов и излиянии кислых и близких к ним по составу пород; «гранитным интрузиям соответствуют излияния риолитов» (Белоусов, 1956).

Устанавливаются две основные фазы вулканической деятельности и внедрения мезозойских «яньшанских» гранитоидных пород. Более ранняя фаза образования вулканических пород и внедрения гранитоидов соответствует верхнеюрской эпохе. Среди эффузивов этой фазы преобладают андезиты и трахиандезиты; среди гранитоидов, внедрившихся в конце верхнеюрской эпохи, кроме умеренно кислых гранитов, широко развиты диориты и гранодиориты и выявляются даже породы основного состава.

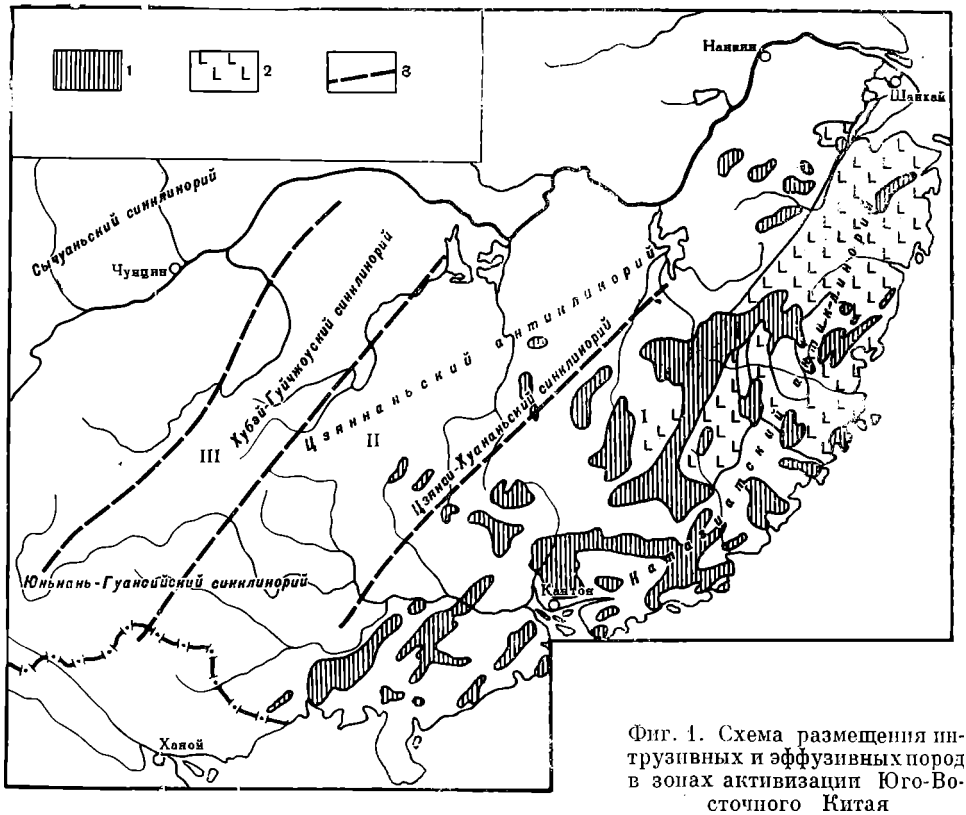
Указанный более ранний и сравнительно более основной комплекс магматических образований широко развит в низовьях р. Янцзы, где с ним увязываются медные и железорудные месторождения.

Наиболее крупные месторождения редких, цветных и благородных металлов Южного Китая, по представлениям большинства исследователей, относятся к более поздней фазе яньшанских тектонических движений и магматической деятельности. В их пространственном размещении, как уже отмечалось исследователями, выявляется общая региональная зональность, которая, судя по имеющимся данным, связана с тектоническими особенностями разных зон; тектонические условия в свою очередь определяют характер типичных для этих зон магматических образований и постмагматических месторождений.

Выше уже отмечалось, что напряженность тектонических деформаций падает от прибрежной полосы на северо-запад и запад к центральным частям Южно-Китайского платформенного массива. В этом же направлении резко уменьшается общий объем магматических образований яньшанского возраста, до их полного исчезновения, а также изменяется их характер.

Главная масса кислых и ультракислых гранитов, занимающих большие площади в пределах Юго-Восточного Китая, внедрилась после извержения вулканогенных пород нижнемелового возраста, среди которых преобладают риолиты. Мощность вулканогенных образований в некоторых случаях превышает 2 *км*. В пределах береговой зоны Юго-Восточного Китая, относящейся к катазиатскому «платформенному антиклинорию», граниты этого возраста занимают весьма большие площади и представлены главным образом биотитовыми разностями. «Эти граниты отличаются от обычных — ортоклаза в них сравнительно мало, а щелочность их, тем не менее, повышенная» («Основы тектоники Китая», 1962).

В направлении на северо-запад и запад площадь выходов гранитных тел уменьшается. «Гранитные интрузии, хотя и встречаются довольно часто, однако невелики по своим размерам, изолированы друг от друга и несравненно менее обильны, чем в береговом поясе» (Хуан Бо-цинь, 1952). Описание отдельных рудных районов в пределах этой территории, относящейся к Цзянси-Хунаньскому «синклинорию», юго-восточной части



Фиг. 1. Схема размещения интрузивных и эффузивных пород в зонах активизации Юго-Восточного Китая

1 — мезозойские гранитоиды; *2* — мезозойские кислые и средние эффузивы; *3* — граница рудных поясов (рудные пояса: *I* — оловянно-вольфрамовый; *II* — сурьмяно-медно-полиметаллический; *III* — сурьмяно-ртутный)

Цзяннаньского «антиклинория» и восточной части Юньнань-Гуансийского «синклинория» [1], показывает, что здесь, кроме пород гранитного состава, широко развиты и более основные разности, а породы чаще всего имеют гипабиссальный характер. Западнее и северо-западнее указанной полосы яньшанские интрузивные породы практически отсутствуют (фиг. 1).

Разнообразные месторождения Южного Китая (тихоокеанской провинции по Хуан Бо-циню) образуют три главных рудных пояса. Хуан Бо-цинь (1952) называет их подпровинциями, в пределах которых он выделяет рудные области и районы.

Приведем их краткую характеристику, главным образом по материалам, суммированным в «Основах тектоники Китая» (1962) и в труде Хуан Бо-циня (1962). Крайнее юго-восточное положение занимает оловянно-вольфрамовый пояс, именуемый Хуан Бо-цинем внешней тихоокеанской, или гипотермальной, подпровинцией. Этот пояс располагается в пределах катазиатского «платформенного антиклинория» и прилегающих частей Цзянси-Хунаньского «синклинория» и относится в главной своей части к Катазиатской подвижной области по терминологии Чен Го-да.

На этой территории имеются многочисленные глубинные разломы, которые в верхнем структурном ярусе представлены по преимуществу нор-

[1] Упоминаемые в работе крупные тектонические единицы обозначены на тектонической карте Китая масштаба 1 : 400 000 («Основы тектоники Китая», 1962).

мальными сбросами. Активные тектонические деформации обусловили мощную магматическую деятельность, проявлявшуюся, как уже отмечалось, в эффузивной и интрузивной форме. Изучение мезозойских вулканогенных комплексов и гранитных интрузий, характерных для этой зоны, показывает, что их образование осуществлялось в несколько импульсов, однако все они приурочены к циклу яньшанских движений. Удается выделить два главных подцикла. Более ранний подцикл начался с образования вулканогенных пород верхнеюрской свиты жуао, преимущественно среднего состава, после чего последовали интрузии гранитоидов (гранитов Шаосин и др.). Второй подцикл начался с формирования мощной свиты цзяньде нижнемелового возраста, сложенной по преимуществу липаритами, и затем осуществились мощные интрузии кислых гранитов (например, гранитов Суйчан).

Среди месторождений, характерных для этого пояса, преобладают высокотемпературные образования вольфрама, олова, молибдена и висмута, приуроченные к кварцевым (жильным) и скарновым образованиям. Однако в пределах этой же территории имеются месторождения цветных металлов — свинца, цинка и меди.

В ряде случаев выявляется зональное расположение различных типов месторождений вокруг интрузивных центров. Подобная локальная зональность установлена в некоторых районах южной Хунани; в Цзиньчжуаньтане в зональные серии входят месторождения вольфрама, меди и свинца, в Яогансяне — вольфрамовые, арсенопиритовые и свинцовые рудные образования.

В пределах оловянно-вольфрамового пояса выделяются три основные области. В первой, относящейся к крайней юго-восточной береговой полосе, вольфрамовые, оловянные и молибденовые месторождения разбросаны по весьма протяженной территории от Фудзяна до о. Хайнань, однако здесь почти нет крупных месторождений. Это Хуан Бо-цинь (1952) объясняет глубокой эрозией гранитных массивов, обнажающихся здесь на весьма обширных пространствах.

Вторая область, к которой относится южная часть провинции Цзянси и юго-восточная Хунань, заключает весьма богатые крупные вольфрамовые месторождения кварцевого (жильного) и скарнового типов; третья территория, к которой относится южная Хунань и северо-восточная часть Гуанси, называется «оловоносной областью гранитных куполов»; в ее пределах развиты месторождения олова и вольфрама. Наибольший интерес здесь представляют россыпные месторождения касситерита.

К северо-западу от оловянно-вольфрамового пояса располагается территория, в пределах которой развиты полиметаллические, сурьмяные, золоторудные и сульфидно-касситеритовые месторождения. В подчиненном количестве здесь встречаются месторождения вольфрама и олова. Хуан Бо-цинь именует эту зону промежуточной или мезотермальной подпровинцией. Этот рудный пояс, который лучше всего называть сурьмяно-медно-полиметаллическим, приурочен в главной своей части к северо-западной половине Цзянси-Хунаньского и синклинория и к Цзяннаньскому антиклинорию. Давая общую тектоническую характеристику Цзяннаньского «платформенного антиклинория», авторы книги «Основы тектоники Китая» (1962) отмечают, что поскольку он «расположен ближе к средней части Китайской платформы, чем Катазиатский, степень его подвижности была сравнительно меньшей, причем магматическая деятельность не проявлялась широко, а дизъюнктивная деятельность протекала еще менее интенсивно». В пределах этой зоны также выделяются три главные рудные области. Первая располагается в центральной и западной Хунани. В ней распространены месторождения сурьмы, в том числе весьма круп-

ные, всемирно-известные месторождения Сигуаньшаня, а также широко известные свинцово-цинковые месторождения Шикоушань. Последние относятся к скарновой формации, приуроченной к зоне контакта кварц-монцонитового гипабиссального штока с пермскими и карбоновыми известняками. В этом же районе выявлены небольшие медные месторождения, а также золоторудные жилы. Второй район располагается на юго-западном фланге полиметаллического пояса и приурочен к Центрально-Гуансийскому платформенному поднятию (Гуансийской дуге). Здесь выявлено много сурьмяных и золоторудных месторождений, а также сульфидно-касситеритовые месторождения, ассоциирующие со штоками гранит-порфиров.

Однако в этом же районе имеются месторождения вольфрама, связанные с Куэньмуньгуаньским гранитным массивом.

Третий район приурочен к северной и западной части провинции Хунань. В его пределах распространены месторождения золота и сурьмы, залегающие в метаморфических свитах, которым придается нижнепалеозойский и докембрийский возраст. Принадлежность этих месторождений к яньшанскому циклу устанавливается лишь на основании сравнения с аналогичными рудными месторождениями других районов.

На крайнем северо-востоке пояса, в северо-восточной части провинции Цзянси, выявлены жильные и вкрапленные медные месторождения, ассоциирующиеся с малыми гипабиссальными интрузиями гранодиоритового и диоритового состава.

Выявляется, что наиболее крупные яньшанские интрузии только что охарактеризованной зоны, как и в пределах расположенного к юго-востоку оловянно-вольфрамового пояса, приурочены к глубинным разломам северо-восточного простирания. Небольшие гипабиссальные интрузии, с которыми ассоциируют руды цветных металлов, обычно контролируются разрывными структурами меньших масштабов северо-западного простирания.

На северо-западном фланге тихоокеанской провинции располагается сурьмяно-ртутный пояс, или внутренняя тихоокеанская эпитермальная подпровинция, по Хуан Бо-циню. Этот наиболее удаленный от тихоокеанского побережья пояс располагается между северо-западным краем Цзяннаньского «антиклинория» и Сычуанским «синклинорием». В пределах этой территории глубинные изверженные породы практически отсутствуют. Складки, которые здесь наблюдаются, созданы в основном яньшанскими движениями и представлены по-преимуществу сундучными формами. Крупные разрывы относятся главным образом к сбросам и взбросам, имеющим длительную историю развития, и, как и главнейшие складчатые структуры, имеют северо-восточное простирание; разломы располагаются чаще всего на границе главнейших структурных элементов, характерных для этой территории. Выявляется зависимость характера складчатых форм от близости к зонам интенсивных разрывных нарушений: в пределах нарушенных зон складки приобретают линейную вытянутость, вдали от них отличаются брахиформностью.

В пределах этого пояса, кроме наиболее распространенных здесь месторождений сурьмы и ртути, известны месторождения реальгара и аурипигмента, а также низкотемпературные свинцово-цинковые образования.

«Рудные жилы тесно связаны с разломами северо-восточного простирания и залегают на стыках различных структур» (Основы тектоники Китая, 1962).

К северо-восточному флангу пояса приурочены по преимуществу ртутные месторождения Восточного и Юго-Восточного Гуйчжоу, Западной Хунани и Юго-Восточной Сычуани. На юго-западе развиты сурьмяные и

ртутные месторождения, приуроченные к юго-восточной части провинции Юньнань.

На крайнем юго-западе сурьмяно-ртутного пояса располагается известный и весьма богатый район развития сульфидно-касситеритовых месторождений Гецзю. Этот участок является звеном уже иных, северо-западных структур, входящих в зону деформаций Тетиса.

Региональную зональность в размещении эндогенных рудных месторождений тихоокеанской провинции Южного Китая Хуан Бо-цинь объясняет, основываясь на зональной батолитовой теории В. Эммонса. Он считает решающим фактором степень удаленности месторождений различных температурных ступеней (гипотермальных, мезотермальных, эпитермальных) от рудоносных гранитных массивов.

Имеющиеся сейчас данные позволяют думать, что факторы, определяющие указанную зональность, более сложны. Тихоокеанская рудная провинция Южного Китая представляет собой типичную область тектонической активизации, имеющую длительную историю формирования. Наиболее интенсивные процессы активизации связаны с этапом яньшанских движений, которые обусловили появление подавляющей части рудных образований этой территории.

Данные, которые сведены в труде «Основы тектоники Китая», согласованно свидетельствуют о том, что интенсивность глыбовых дислокаций постепенно падает по направлению с юго-востока на запад и северо-запад от Катазиатского «платформенного антиклинория» к Сычуанскому «платформенному синклинорию».

Крупные гранитные интрузии характерны лишь для юго-восточной зоны наиболее интенсивного проявления глыбовых движений. По направлению на северо-запад они сменяются полосой преимущественного развития малых гипабиссальных интрузивных тел, более пестрого и в целом более основного состава. Еще дальше к северо-западу располагается территория, в пределах которой практически отсутствуют яньшанские интрузивные породы.

Различия в характере эндогенных рудных процессов в пределах выделенных рудных поясов, границы между которыми чаще всего достаточно условны, являются, вероятно, функцией совокупности геологических условий.

Все три рудных пояса, выделяемые в Южном Китае, относятся к области поднятия. На территории крупного Сычуанского «синклинория», представляющего собой обширный опущенный блок, эндогенные месторождения практически отсутствуют.

В пределах весьма обширной области поднятия выделяются крупные зоны, отличающиеся своими геологическими особенностями, контуры которых и определяют положение рудных поясов Южного Китая.

Крайняя юго-восточная часть области (оловянно-вольфрамовый пояс) отличается накоплением наиболее мощных вулканогенных толщ и широким развитием гранитов. Здесь зафиксировано весьма большое количество глубинных разломов, имеющих северо-восточное и, реже, северо-западное простирание. В пределах расположенного к северо-западу полиметаллического пояса выявляются лишь спорадические поля менее мощных вулканических образований, гранитные массивы весьма редки и интрузивы представлены по преимуществу гипабиссальными телами пестрого состава. Количество глубинных разломов заметно уменьшается, однако и здесь выделяются структуры северо-восточного простирания (главные) и северо-западного (более мелкого масштаба).

В крайнем северо-западном сурьмяно-ртутном поясе изверженные породы яньшанского цикла практически отсутствуют. Важное рудоконтро-

лирующее значение имеют лишь длительно развивающиеся разрывные структуры северо-восточного простирания.

Размещение мезозойских эндогенных месторождений на территории Забайкалья также подтверждает закономерную связь определенных типов оруденения с различными структурно-фациальными зонами, в том числе с зонами мезозойской тектонической активизации докембрийских и палеозойских структур этого региона.

Роль структурно-фациальных зон в металлогении Восточного Забайкалья показал В. Н. Козеренко (1954, 1960), который наряду со структурными элементами, связанными с геосинклинальным развитием, выделил зону позднепалеозойских — раннемезозойских глыбовых дислокаций, наложенную на древние структуры северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса, и более локальную зону юрских глыбовых структур. Он впервые отметил связь с этим типом структурного развития регионального золото-молибденового рудного пояса, выделенного С. С. Смирновым (1944), а также вольфрамового и молибденового оруденения Джидинского и Верхнеолекминского рудных районов. А. Д. Щеглов (1960) и Г. Л. Падалка (1964) охарактеризовали особенности размещения мезозойских молибден-вольфрамовых месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья.

Ведущей формой движений процесса активизации в Забайкалье явились сводовые поднятия, осложненные дифференциальными глыбовыми дислокациями и сопровождавшиеся интенсивным развитием эффузивного вулканизма, «внегеосинклинального» гранитоидного магматизма, комплекса малых интрузий и сложных вулкано-плутонических серий; с этими магматическими проявлениями связаны различные типы рудных месторождений.

Мезозойские сводовые поднятия Байкальской горной страны выделили в Забайкалье Е. В. Павловский (1948), Н. А. Флоренсов (1960, 1962) и И. В. Корешков (1960).

По данным этих исследователей, они представляли собой геоморфолотически выраженные, линейно вытянутые континентальные тектонические структуры положительного знака.

В северной части Забайкалья Е. В. Павловский и Н. А. Флоренсов наметили контуры Байкальского и Даурского сводовых поднятий и разделяющей их Селенгино-Витимской зоны депрессионных структур. Даурский свод, непосредственно обрамляющий с севера зону Монголо-Охотского складчатого пояса, на востоке сливается со сводовым поднятием области Станового хребта.

Ранний этап тектонической активизации протерозойских и каледонских структур северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса фиксируется по развитию в их пределах пермо-триасового вулканизма, наиболее широко распространенного в Селенгино-Витимской зоне, а также гранитоидных интрузий, наиболее развитых в зоне Даурского и Станового сводовых поднятий. В процессе дальнейшего развития, в позднем мезозое, на поверхности воздымающегося свода возникали системы наложенных тектонических депрессий, связанные с подновлявшимися древними разломами. Эти впадины, типа конседиментационных грабенов и грабен-синклиналей, выполнены континентальными песчано-глинистыми (часто — угленосными) отложениями средне-верхнеюрского — нижнемелового возраста. В прибортовых частях впадин они нередко замещаются грубообломочными осадками. Н. А. Флоренсов выделил эти мезозойские континентальные структуры под уже вошедшим в литературу названием «впадины забайкальского типа». С этапом их формирования в Забайкалье связаны наиболее молодые эпитермальные месторождения: флюоритовые,

ртутно-сурьмяные, золото-серебряные. В данной статье оруденение этого этапа не рассматривается.

Начало заключительной стадии сводового развития отмечается (по И. В. Корешкову) излияниями базальтов. Распространение кайнозойских базальтоидных лав в пределах Витимского плоскогорья и выход здесь древнейших пород архейского фундамента (Амалатская глыба) дают основание высказать предположение, что эта часть Селенгино-Витимской зоны — наиболее древнее ядро сводового поднятия, претерпевшее максимальное воздымание и наиболее глубокую денудацию. Оно успело пройти все стадии сводового развития, вплоть до оседания свода, последовавшего за излиянием базальтов и приведшего к образованию в пределах этой подзоны относительно выравненного пониженного рельефа.

В металлогеническом отношении важной особенностью зон активизации описываемого типа является развитие в их пределах гранитоидных интрузий. Для Станового свода этот «внегеосинклинальный» гранитоидный магматизм отмечен в работах Е. М. Лазько (1961), М. С. Нагибиной и Т. В. Молчановой (1961). На размещение мезозойских интрузий и месторождений в области завершенной байкальской складчатости Западного Забайкалья (Селенгино-Витимской зоны) обратил внимание Ю. М. Шейнманн (1958), сопоставивший эту металлогеническую зону по ее структурному положению с рудными поясами Скалистых гор Северной Америки.

Селенгино-Витимская зона. Металлогенические особенности зоны мезозойской активизации раннекаледонских структур Западного Забайкалья наиболее полно изучил А. Д. Щеглов (1964). Мезозойский магматизм этого региона изучали Ю. В. Комаров (1960), Л. А. Козубова (1960), П. М. Хренов (1964), А. И. Киселев (1965), В. А. Попеко, С. А. Омельяненко, Е. М. Шеремет (1965) и другие исследователи. Ю. В. Комаров и П. М. Хренов (1962) выделяют зону активизации Западного Забайкалья под именем Западно-Забайкальской «эпигонали», подразумевая под этим термином региональные геотектонические структуры, развивающиеся по платформе и области завершенной складчатости. Они отмечают, что условия развития подобных структур отличаются и от геосинклинальных, и от платформенных и считают, что не только Западное, но и Восточное Забайкалье, Верхнее Приамурье, Олекминский Становик и Становой хребет в мезозое были связаны единством тектонического развития, не зависящего от воздействия какой-либо соседней геосинклинали.

В юго-западной части Селенгино-Витимской зоны общая мощность наземных эффузивов достигает местами 6—8 *км*, что фиксирует широкий размах континентального тектонического расчленения территории на раннем этапе тектонической активизации. Этот этап, по данным Н. П. Михно (1964), П. О. Очирова, В. И. Турунхаева (1964), П. М. Хренова (1964), А. И. Киселева (1965) и других исследователей охватывает время от пермо-триаса до нижней юры и характеризуется разнообразным по составу эффузивным магматизмом, завершившимся внедрением гранитных плутонов и дайковых серий сиенит-диоритового ряда.

Движения более позднего этапа (средняя — верхняя юра) осуществлялись в условиях прогрессирующей консолидации рассматриваемой структурно-фациальной зоны, сопровождались заложением континентальных впадин забайкальского типа и излияниями оливин-базальтовой и трахибазальтовой магмы.

По данным П. М. Хренова (1964), особенностью мезозойской активизации Западного Забайкалья является тесная пространственная и генетическая связь эффузивного и интрузивного магматизма и образование сложных вулкано-плутонических комплексов.

Накопление мощных толщ пирокластов и эффузивов основного, среднего, кислого и щелочного состава, происходившее в период этапа активизации, сопровождалось формированием гранитоидных интрузий. Этот этап завершился внедрением щелочных субвулканических магм.

Во второй этап (средняя — верхняя юра) масштаб магматической деятельности резко сокращается; мощность вулканических толщ незначительна; преобладают излияния лав андезитового состава. По разломам и трещинным зонам внедряются мелкие штоки и дайки щелочных и основных щелочных пород.

В северо-восточной части Селенгино-Витимской зоны начало мезозойского вулканизма В. А. Попеко, С. А. Омельяненко и Е. М. Шеремет (1965) датируют несколько более поздним временем (триас — нижняя юра). Он проявился в образовании сложных вулкано-плутонических ассоциаций основного, кислого и субщелочного ряда. Характерны субвулканические интрузии щелочных и субщелочных гранитов, покровы андезитов, дацитов, кварцевых порфиров и трахитов.

В направлении с юго-запада на северо-восток по простиранию зоны уменьшается мощность эффузивных покровов и количество излияний. В этом же направлении, по-видимому, происходит постепенное омоложение однотипных магматических проявлений.

Поздний этап мезозойской магматической деятельности проявился в конце юры излияниями основных и кислых лав. В направлении к северо-востоку основные лавы сменяются кислыми; изменяется и тип извержений (Попеко и др., 1965).

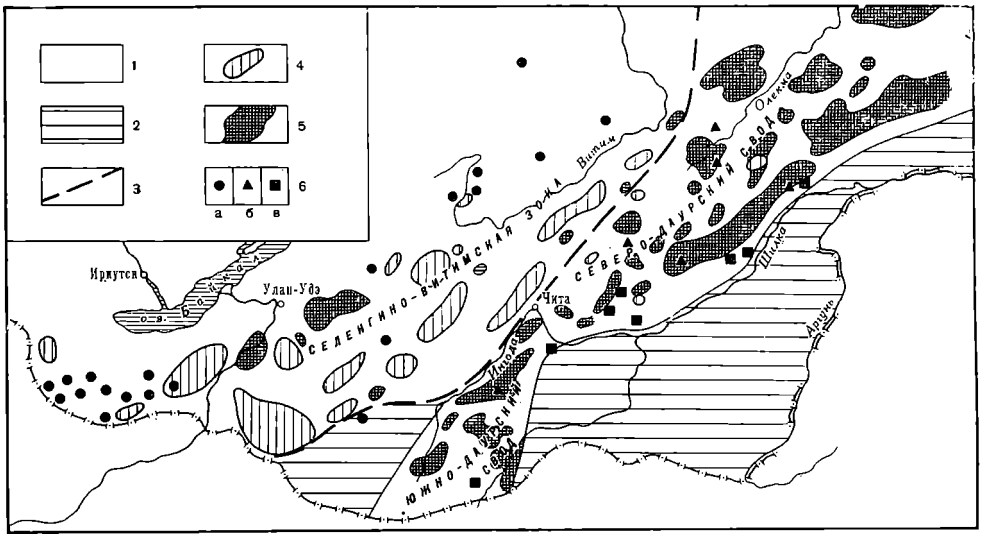
Этап грабенообразования с отложением во впадинах угленосных толщ в Западном Забайкалье и средней части Витимо-Олекминской горной страны охватывает среднюю юру и продолжается до нижнего мела (гусиноозерская серия). Комплекс нижнемеловых малых интрузий и субвулканических образований, связанных со щелочной базальтовой магмой (Щеглов, 1960; Розинов, 1964), в Западном Забайкалье фиксирует заключительную стадию мезозойского тектоно-магматического развития.

В южной части Западного Забайкалья Селенгино-Витимская зона граничит с палеозойскими структурами Зачикойской горной страны. На границе этих зон, вблизи разделяющего их Чикой-Ингодинского глубинного разлома, локализовалась полоса молибден-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений Куналейского рудного района, связанных с мезозойскими интрузиями гранит-порфиров.

Рудоносные мезозойские интрузивы Западного Забайкалья прорывают нижнетриасовые эффузивы, и обломки их широко распространены в среднеюрских отложениях, выполняющих впадины. По данным А. Д. Щеглова (1960), они представлены следующими интрузивными комплексами: 1) гуджирским, состоящим из небольших штоков ультракислых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров; 2) ходжертуй-шалотским, в составе которого преобладают аляскитовые граниты, гранит-порфиры и лейкократовые кварцевые сиениты; 3) куналейским, представленным щелочными гранитами и сиенитами, и 4) нырокским, развитым уже в бассейне Витима и также выраженным в виде мелких интрузивных тел гранит-порфиров.

Таким образом, все перечисленные комплексы представлены ультракислыми аляскитовыми и лейкократовыми гранитами, местами переходящими в субщелочные и щелочные разности.

Среди рудных месторождений, связанных с этими интрузиями, преобладают молибден-вольфрам-редкометальные, среди которых, по данным А. Д. Щеглова, можно выделить три рудные формации: молибденит-вольфрамит-кварцевую (джидинский тип), молибденит-кварцевую (ходжертуй-шалотский тип) и вольфрамит-шеелит-кварцевую (куналейский тип).



Фиг. 2. Схема размещения золоторудных и редкометальных месторождений и рудопроявлений в зонах активизации Забайкалья

1 — область докембрийской и каледонской складчатости, активизированная в мезозое; *2* — область верхнепалеозойской — раннемезозойской складчатости и мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса; *3* — границы зон мезозойской активизации. Проявления магматизма в зонах активизации: *4* — эффузивы пермо-триаса и юры; *5* — внегеосинклинальные гранитоидные массивы и интрузивно-эффузивные комплексы триасового и юрского возраста; *6* — месторождения и рудопроявления (*а* — молибденит-вольфрамит-кварцевые, *б* — молибденит-калишпат-кварцевые, *в* — золоторудные)

Важным процессом изменения вмещающих пород на большинстве месторождений является грейзенизация.

Даурское сводовое поднятие состоит из двух зон, занимающих различную геотектоническую позицию и отличающихся также по геологическому строению и металлогеническим особенностям.

Северо-восточная часть Даурского сводового поднятия, приуроченная к зоне раннепалеозойской консолидации и вытянутая вдоль левобережья рек Ингоды и Шилки, в дальнейшем именуется нами Северо-Даурской зоной или Северо-Даурским сводом (фиг. 2).

Северо-Даурская зона по особенностям геологического строения и истории развития близка к охарактеризованной выше Селенгино-Витимской зоне. Процессы активизации раннепалеозойских структур, вероятно, начались здесь в пермское время, о чем свидетельствует находка вулканогенных отложений с флорой в верховьях р. Чачи, левого притока р. Шилки (Мисник, 1962). Здесь широко развиты гранитоидные интрузии, прорывающие эффузивы пермского и триасового (?) возраста (амананский комплекс). Верхняя возрастная граница этих гранитоидов определяется налеганием на них верхнеюрских, а местами, возможно, и среднеюрских отложений. Абсолютный возраст гранитов амананского комплекса, по данным многочисленных исследований, от 258 до 112 млн. лет; более молодой возраст имеют порфировидные граниты и комплекс связанных с ними жильных пород и малых интрузий пестрого состава (амуджиканский комплекс от 157 до 132 млн. лет).

Наряду с определенными чертами сходства в геологической истории и процессах мезозойского магматизма между описываемыми структурно-фациальными зонами Северо-Западного Забайкалья наблюдаются и существенные отличия, которые можно свести к следующему.

1. В пределах Селенгино-Витимской зоны (особенно в ее юго-западной части) пермо-триасовые эффузивы слагают большие площади и достигают мощности 6—8 *км*. В их составе преобладают основные и средние эффузивы, а кислые играют резко подчиненную роль. В пределах Северо-Даурской зоны мезозойские вулканиты нигде не занимают больших площадей и толщи их соответственно сравнительно незначительной мощности. Среди вулканогенных пород преобладают кислые, реже — средние эффузивы, породы основного состава распространены незначительно.

2. В Селенгино-Витимской зоне рудоносные интрузивы представлены сравнительно небольшого размера штоками ультракислых аляскитовых и лейкократовых гранитов, а также субщелочными и щелочными породами гранитоидного ряда. В Северо-Даурской зоне синхронные в возрастном отношении интрузивы амананского комплекса слагают массивы значительной величины (часто в несколько сотен квадратных километров) и представлены гранодиоритами и умеренно кислыми гранитами.

Для этих пород характерна повышенная по сравнению с гранитами Селенгино-Витимской зоны основность плагиоклаза (олигоклаз-андезин вместо альбита и альбит-олигоклаза) и преобладание среди полевых шпатов плагиоклаза.

3. В отличие от Селенгино-Витимской зоны в пределах Северо-Даурской зоны практически отсутствуют молибден-вольфрам-редкометальные месторождения. Здесь широко распространены молибденовые месторождения молибденит-калишпат-кварцевой формации, связанные с гранитоидами амананского и главным образом с порфировыми породами амуджиканского комплекса, а также золоторудные месторождения умеренно сульфидной формации, ассоциирующие с комплексом малых интрузий.

Интересно отметить практическое отсутствие в рудах этих месторождений вольфрамовых минералов. Между тем в работе Ю. В. Казицына с соавторами (1962) отмечается, что содержание вольфрама в интрузивных породах амананского и амуджиканского комплексов значительно выше, чем молибдена.

Так, например, в породах амананского комплекса среднее содержание молибдена — 6,5 *г/т*, вольфрама 20 *г/т*, а в породах амуджиканского комплекса молибдена 5—7 *г/т*, а вольфрама — 45 *г/т*.

Это, вероятно, может свидетельствовать о возможности образования вольфрамовой минерализации в связи с дифференциацией магм амананского и амуджиканского комплексов. Отсутствие этой минерализации, возможно, объясняется не характером металлогенической специализации магмы, а иными причинами.

В качестве одного из вероятных объяснений можно предполагать следующее: по данным З. В. Студеникиной и М. И. Глинкиной (1964), вольфрам в неизмененных гранитоидах содержится в основном в плагиоклазах и может быть вынесен из них в результате постмагматических процессов. Основная же масса молибдена связана с калиевым полевым шпатом. При процессах грейзенизации и альбитизации гранитов, широко развитых в Селенгино-Витимской зоне, плагиоклаз разрушается и замещается альбитом и мусковитом. При этом вольфрам, высвобождающийся из кристаллической решетки плагиоклаза, в случае щелочной среды и присутствия натрия может образовать легко растворимое соединение Na_2WO_4 и в таком виде мигрировать до тех пор, пока вследствие изменения pH раствора или давления и температуры он не высадится в виде вольфрамита или шеелита. Возможно, что таким способом формировались вольфрамовые руды редкометальных месторождений Селенгино-Витимской зоны.

Для развитых в пределах Северо-Даурской зоны гранитоидов амананского и амуджиканского комплексов постмагматические процессы грейзе-

низации и альбитизации нехарактерны. Здесь преобладают процессы калиевого метасоматоза, выражающиеся в андалузитизации, микроклинизации, серицитизации и каолинизации. По-видимому, в этой обстановке не образуются легко растворимые соединения вольфрама типа Na_2WO_4 и, следовательно, отсутствуют необходимые условия для отложения вольфрамовых руд.

Две сравниваемые зоны мезозойского сводового поднятия — Селенгино-Витимская и Северо-Даурская — сформировались в пределах двух разных структурно-фациальных зон области байкальской складчатости. Территория Селенгино-Витимской зоны в нижнекембрийское время представляла собой геоантиклинальную зону. Об этом свидетельствует широкое развитие в ее пределах рифогенных карбонатных отложений, а также вулканогенных пород кислого состава с прослоями игнимбритов. На это же указывает характер складок нижнекембрийских отложений, представленных простыми синклинальными и антиклинальными структурами нередко со сравнительно пологими углами падения крыльев.

В то же время приблизительно синхронные отложения Северо-Даурской зоны представлены в основном метаморфическими сланцами и амфиболитами, образовавшимися по основным эффузивам. Они собраны в серию сжатых сложно дислоцированных, иногда опрокинутых складок.

Исходя из этих данных, можно высказать предположение, что Селенгино-Витимская зона развивалась на месте нижнекембрийской геоантиклинали, а Северо-Даурская зона приурочена к синклинальной зоне того же возраста.

Описанные выше Селенгино-Витимская и Северо-Даурская зоны Байкальского сводового поднятия с юга ограничены Монголо-Охотским швом. Прилегающая к нему с юго-востока зона раннемезозойского Ингодино-Шилкинского прогиба также оказалась частично вовлеченной в мезозойское поднятие, в результате которого выполнявшие этот прогиб верхнетриасовые отложения к началу позднемезозойского осадконакопления местами были полностью смыты.

Еще позднее осуществилось орографическое оформление позднемезозойского поднятия области Борщевочного хребта, прилегающего с юга к зоне Ингодино-Шилкинского прогиба. Это доказывается отложением грубообломочных толщ, которые содержат материал, сносимый с Борщевочного поднятия в заключительный этап нижнемелового осадконакопления.

Таким образом, имеющиеся данные о развитии южного крыла Северо-Даурского свода указывают на его постепенное волнообразное разрастание с севера на юг с поздним причленением к нему глыбовых структур Борщевочного поднятия.

Развитие структур значительно осложнялось дифференциальными глыбовыми движениями, происходившими по системе взаимопересекающихся глубинных разломов и определившими общую интенсивность тектонической и магматической активизации отдельных крупных блоков.

Сложно-геометрические очертания многих массивов амананского комплекса и размещение некоторых крупных плутонов путем избирательного замещения наиболее тектонически подготовленных блоков свидетельствуют о формировании массивов в обстановке глыбовых движений. Фиксируемое таким образом одновременное оживление пересекающихся между собой, нередко взаимно перпендикулярных систем разломов указывает на формирование массивов в условиях общего растяжения (Фогельман, 1964). Этому вполне соответствует уже высказанное ранее предположение о связи интрузий амананского комплекса со структурой развивающегося сводового поднятия.

Месторождения и рудопроявления золота этой зоны имеют юрский возраст и принадлежат к золото-сульфидной и тесно ассоциирующей с ней золото-турмалиновой рудным формациям.

На некоторых рудных полях (например, на Давендинско-Ключевском) проявления золотой и молибденовой минерализации пространственно близко совмещены. Однако чаще они проявляются в различных блоках, осложняющих структуру Северо-Даурского свода.

В Центральном Забайкалье, уже в пределах Монголо-Охотского (герцинского) складчатого пояса, располагается еще одна область мезозойской активизации, выделяемая во многих работах под именем Даурской мобильной зоны. Последняя представляет собой один из наиболее сложных по своему строению и истории развития структурных элементов Забайкалья. Уже сами контуры этой зоны, обрамляющей с запада стабилизированный Агинский массив, показывают, что это — новообразованная структура, наложенная на различные структурно-фациальные зоны более ранних этапов.

Даурская мобильная зона была выделена как зона юрских блоковых движений и магматизма (Таратута, 1962). Она отвечает юго-западной части мезозойского (Даурского) сводового поднятия (в контурах, намеченных Е. В. Павловским), значительно отличающейся в своем развитии от его северо-восточной части. Поэтому мы выделяем ее как особую структурно-фациальную зону этапа активизации под названием *Южно-Даурский свод.*

В юго-западной части Южно-Даурского свода этап становления раннемезозойских интрузий, выделенных в кыринский интрузивный комплекс (Тихомиров и др., 1964), совпал с собственно орогенным этапом развития только что замкнувшейся верхнепалеозойской геосинклинали. Соответственно здесь эти интрузии приурочены к осевой части Даурско-Агинской зоны верхнепалеозойской складчатости и подчинены северо-восточному простиранию этой зоны. Однако у западной границы Агинского массива полоса раннемезозойских гранитоидных массивов резко поворачивает на север, пересекает структуры зоны верхнепалеозойской складчатости почти под прямым углом, выходит за ее пределы и протягивается в субмеридиональном направлении на север-северо-восток вдоль оси формирующегося сводового поднятия.

Гранитоиды кыринского комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми и прорываются гранитоидами харалгинского комплекса, породы которого присутствуют в гальке средне-верхнеюрских эффузивно-осадочных толщ. Абсолютный возраст этих гранитоидов 200—182 млн. лет (Лесняк, Семенов, 1963), что позволяет отнести их к триасу.

В структурном отношении зона Южно-Даурского свода, как видно на тектонической схеме В. В. Старченко (1963), характеризуется развитием серии региональных близмеридиональных разломов, параллельных оси сводового поднятия, которые контролируют проявления юрского интрузивного и эффузивного вулканизма и размещение позднемезозойских депрессий. Е. В. Барабашев и И. Н. Фомин (1964) приводят данные о связи с этими разрывными структурами среднеюрских вулкано-плутонических и гранитоидных комплексов — сохондинского и харалгинского, с которыми связана оловянная минерализация. Работами Н. А. Фогельман (1965) зафиксировано развитие в той же зоне поперечных разломов широтного и северо-западного простирания, оказывавших влияние на размещение золотого оруденения.

На основе приведенных данных можно считать, что определение Даурской мобильной зоны, как «зоны юрских блоковых движений и магматиз-

ма» правильно и в основном отражает наложенный характер этой структуры. Однако это определение неполное, так как не дает представления о ведущей форме тектонических движений, сформировавших эту зону, т. е. о том, что в мезозое она в целом развивалась как единая структура положительного знака.

Начало формирования этой орогенной структуры относится к триасу, когда вдоль оси свода внедрились крупные гранитоидные массивы кыринского комплекса. В этот период значительное тектоническое расчленение воздымающегося свода, по-видимому, еще не произошло. Во всяком случае факты, свидетельствующие о подчинении кыринских интрузий элементам блоковой и разрывной тектоники, весьма немногочисленны.

К верхнему триасу Южно-Даурский свод, вероятно, уже оформился как орографически выраженное поднятие, ограничившее распространение на запад морской ингрессии Ингодино-Шилкинского прогиба. Обособление Южно-Даурского свода с западной стороны произошло к началу юрского периода, когда вдоль его «подножья» накапливались прибрежно-континентальные толщи Гольцового прогиба. Отделение свода (с востока) от области Агинского массива, по-видимому, осуществилось лишь к средней юре, так как в будущей зоне раздела, т. е. в зоне отрицательных структур Онон-Туринского шва, отложения нижнеюрского возраста отсутствуют.

В дальнейшем, на фоне продолжающегося поднятия, начались дифференцированные блоковые подвижки, и к средней юре Южно-Даурский свод окончательно оформился как новообразованная, орографически выраженная тектоническая структура типа глыбовой зоны. К этому моменту приурочено проявление характерного для подобных структур «сближенного» во времени интрузивного и эффузивного магматизма (Барабашев, Фомин, 1964). Одновременно начинается континентальное осадконакопление во впадинах Онон-Туринской зоны, сформировавшейся по границе Южно-Даурского свода с Агинским массивом.

Для территории Южно-Даурского свода характерна «смешанная» металлогения. В ее северной части, являющейся непосредственным продолжением Северо-Даурского свода, располагается Тура-Илинский золотоносный район, в пределах которого вдоль осевой части Даурского хребта протягивается полоса рудопроявлений и вторичных ореолов рассеяния молибдена. Южнее широты р. Дульдурги описываемая зона пересекает выделенный С. С. Смирновым оловянно-вольфрамовый рудный пояс. В этой части большинство известных рудопроявлений Южно-Даурского свода представлено кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, связанными со среднеюрскими вулкано-плутоническими комплексами. Здесь же выявлены многочисленные шлиховые ореолы этих минералов и вторичные ореолы рассеяния олова.

В самой южной части Южно-Даурского свода, на территории Хапчерангинско-Любавинского рудного района, рудные узлы пространственно совмещены с кварц-золотым и оловянно-полиметаллическим оруденением юрского возраста.

Изложенные данные подтверждают возможность выделения в рассматриваемой части Забайкалья трех крупных структурных элементов этапа мезозойской тектонической активизации, обладающих различной металлогенической характеристикой. Указанные различия обусловлены, вероятно, всей историей геологического развития этих структурных элементов. Раннедокембрийская история описанных металлогенических зон изучена плохо. Но уже начиная с верхнего протерозоя — нижнего палеозоя намечаются отчетливые различия в их развитии. В этот период Селенгино-Витимская зона развивалась как геоантиклинальная структура, в ко-

торой проявился интенсивный вулканизм и отлагались сопутствующие эффузивам кремнистые сланцы, граувакки и мощные карбонатные толщи нижнего кембрия. По границе складчатого пояса, сформировавшегося на месте этой зоны, внедрились каледонские интрузии ультраосновных пород.

В зоне раннепалеозойской консолидации Восточного Забайкалья, слагающей бóльшую часть территории Северо-Даурского свода, верхнепротерозойско-нижнепалеозойский этап осадконакопления характеризовался, по последним данным, эвгеосинклинальным режимом, в общем близким к режиму смежной Селенгино-Витимской зоны. Однако между ними имелись и отличия, выразившиеся в незначительном развитии в Северо-Даурской зоне (за исключением района Букачачи) карбонатных отложений и отсутствии кислых эффузивов.

В описанных смежных зонах слагающие их древние толщи в большей своей части были замещены батолитовыми интрузиями раннепалеозойских гранитов, что, очевидно, в значительной степени снивелировало первоначальные различия в геологическом строении этих зон. Можно предполагать, что ассимилированные этой магмой объемы вмещающих пород различного состава отразились на ее химизме. Последнее и обусловило сохранение некоторых отличий состава вмещающей среды уже при формировании мезозойских металлоносных магматических комплексов.

В то же время существенные отличия в магматизме и металлогении этих зон несомненно связаны и с особенностями их собственно мезозойского тектонического развития. Различия в тектоническом режиме сказались прежде всего в значительно большей вулканической активности Селенгино-Витимской зоны по сравнению с Северо-Даурской. Огромные мощности мезозойских эффузивов указывают также на бóльшую контрастность тектонического расчленения Селенгино-Витимской зоны, что в свою очередь не могло не отразиться на состоянии зон повышенной тектонической подвижности, определивших глубину возникновения и условия дифференциации мезозойских магматических очагов.

Еще отчетливее различия в геологическом строении и истории развития Северо-Даурского и Южно-Даурского сводовых поднятий. Необходимо отметить гетерогенность домезозойского фундамента территории Южно-Даурского свода, развивавшегося вдоль зоны Онан-Туринского глубинного разлома (Фогельман, 1965) почти вкрест простирания более древних структурно-фациальных зон. Эта гетерогенность непосредственно отразилась и в смешанном характере металлогении Южно-Даурского свода. Северная часть последнего сложена кристаллическими сланцами предположительно докембрийского возраста. Именно в этой части сосредоточено золотое и молибденовое оруденение Тура-Илинского золотоносного района. Южнее широты р. Дульдурги сводовое поднятие развивалось как зона глыбовых дислокаций, наложенная на структуры Даурско-Агинского верхнепалеозойского прогиба.

Южнее Тура-Илинского золотоносного района характер оруденения Южно-Даурского свода резко изменяется, подчиняясь закономерностям, в значительной степени обусловленным более ранней историей формирования этой зоны.

Особо следует рассмотреть вопрос о западном продолжении золото-молибденового пояса за пределы зоны Северо-Даурского свода. По нашему мнению, было бы неправильно отнести к нему область развития месторождений кварц-золотой формации, развитых в палеозойских песчано-сланцевых толщах Зачикойской горной страны, так как эти месторождения, по данным А. Д. Щеглова и других исследователей, имеют герцинский возраст.

Более логичен, с нашей точки зрения, вариант «присоединения» к золото-молибденовому поясу непосредственно примыкающего к нему Тура-Илинского золотоносного района, приуроченного к северной оконечности Южно-Даурского свода. Однако этот район хотя и характеризуется преобладанием мезозойской золотой и молибденовой минерализации, все же относится к другой структурно-фациальной зоне, так как он имеет иной структурный план, а также значительно отличается по развитию мезозойского магматизма от Северо-Даурского сводового поднятия.

Существенные отличия наблюдаются и в масштабах юрского золотого и молибденового оруденения этой зоны по отношению к остальной части золото-молибденового пояса.

Из приведенных данных можно сделать заключение о «выклинивании» или затухании золото-молибденового пояса вблизи меридиана г. Читы. Тура-Илинский золотоносный район может рассматриваться как «ответвление» этой структурно-фациально-металлогенической зоны, приуроченное к сочленению ее с подвижной зоной Южно-Даурского сводового поднятия.

Молибден-вольфрамовую минерализацию Селенгино-Витимской зоны из-за специфики ее геологического развития и металлогенических особенностей можно рассматривать как обособленную структурно-фациально-металлогеническую зону этапа активизации или как четвертый рудный пояс Забайкалья (дополнительно к трем выделенным ранее С. С. Смирновым).

В заключение рассмотрим имеющиеся данные о строении земной коры и преобразовании ее в процессе развития сводовых поднятий Забайкалья.

Н. А. Флоренсов (1962) отрицательные гравитационные аномалии Прибайкалья связывает с физическим состоянием вещества земной коры вследствие ее расширения (растяжения) на сводах.

Как известно, многие исследователи связывают подобные гравитационные минимумы, возникающие под областями горообразования, с утолщением земной коры, т. е. с понижением поверхности раздела Мохоровичича. Однако определение мощности земной коры только по распределению значений силы тяжести недостаточно обосновано, если для этого не привлекаются в качестве исходных и сравнительных материалов данные сейсмологии.

Для Прибайкалья установлена зависимость мощности коры от величин аномалий силы тяжести (по 23 точкам). Распространяя полученные закономерности на всю территорию Прибайкалья, А. П. Булмасов (1964) составил для этой территории по гравиметрическим данным карту мощности земной коры, отражающую и современную глубинную структуру, и историю ее формирования.

Область наименьших мощностей земной коры (34—39 *км*) отвечает внутреннему полю Сибирской платформы, не претерпевшей интенсивных дислокаций после завершения байкальского цикла.

Максимумы мощности (до 90—100 *км*) располагаются вдоль цепи межгорных впадин байкальского типа (Тункинская, Байкальская, Баргузинская), захватывая и прилегающие хребты. Юго-восточнее этой полосы, совпадая с контурами Витимо-Селенгинской зоны, располагается полоса относительно повышенных мощностей (до 50 *км*). В пределах этой полосы выделяется область с уменьшенной мощностью земной коры — гравитационный максимум, отвечающий Витимскому плоскогорью.

Мощность земной коры в пределах Северо-Даурского свода 40—46 *км*.

Таковы в общей схеме сведения о современном состоянии крупных форм рельефа поверхности Мохоровичича (по гравиметрическим данным) в области южного обрамления Сибирской платформы.

Глубоким гравитационным минимумом, т. е. резким утолщением земной коры (до 56 *км*), отличается зона Южно-Даурского свода. Она отделена от области относительно повышенных значений силы тяжести Агинского массива региональной гравиметрической ступенью, совпадающей с зоной Онон-Туринского глубинного разлома (Зорин, 1965).

Л. А. Мастюлин (1965) отмечает, что элементы региональной зональности гравитационного поля отражают поздние этапы тектонического развития Забайкалья, в том числе крупные структурные элементы этапа сводовых поднятий.

На примере сводовых поднятий Забайкалья можно предложить гипотетическую схему перестройки земной коры в процессе сводового развития. Вначале процесс идет в сторону ее утолщения; на этом этапе образуются отрицательные гравиметрические аномалии первого порядка. Дальнейшее поднятие сопровождается частичным уничтожением гранитного слоя процессами эрозии. Соответственно в участках, переживших наиболее длительные или наиболее интенсивные восходящие движения, мощность сиалической коры наименьшая. Именно эти участки в дальнейшем претерпевают относительное погружение, которое иногда сопровождается излияниями базальтовых магм. К таким участкам, по-видимому, можно отнести Витимское плоскогорье — наиболее древнее ядро мезозойского сводового поднятия Северо-Западного Забайкалья.

На промежуточном этапе развития сводовым поднятиям, очевидно, отвечают области со средними мощностями земной коры, что и наблюдается в пределах Витимо-Селенгинской зоны и Северо-Даурского свода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные примеры показывают, что в пределах глыбовых зон, как и в геосинклинальных областях, выделяются крупные структурно-фациальные зоны, отличающиеся особенностями своего геологического развития, глубинного строения и определенными металлогеническими чертами. К подобным крупным структурам в пределах тихоокеанской провинции Южного Китая приурочены оловянно-вольфрамовый, сурьмяно-медно-полиметаллический и сурьмяно-ртутный пояса, а в пределах Северо-Западного Забайкалья — Селенгино-Витимская зона развития редкометальных молибден-вольфрамовых месторождений и Даурское сводовое поднятие, для которого наиболее характерны золоторудные и молибденовые месторождения.

В пределах подобных, весьма крупных структур выявляются локальные блоковые поднятия и опускания, определяющие пространственную позицию районов распространения тех или иных эндогенных месторождений. Оконтуривание этих более дробных структурно-фациальных зон (блоков) и выявление их геологических и минерагенических особенностей представляет весьма важную задачу, решение которой позволит целеустремленно проводить поиски полезных ископаемых в пределах крупных рудных зон и поясов.

ЛИТЕРАТУРА

Барабашев Е. В., Фомин И. Н. Критерии комагматичности субвулканических, интрузивных и эффузивных пород на примере Даурской структурной зоны (Центральное Забайкалье). Тезисы докладов 1-й Научной конф. геол. секц., Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.

Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956.

Булмасов А. П. Глубинное строение Прибайкалья по геофизическим данным.— В кн.: Геология СССР, т. 35. Изд-во «Недра», 1964.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры. Тезисы докладов 3-го Всес. совещ. по закономерностям формирования и размещения эндогенных месторождений альпийской геосинклинальной зоны территории СССР. Баку, 1962.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Главнейшие формации рудоносных интрузий глыбовых зон.— В кн.: Магматические формации. Изд-во «Наука», 1964.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Мезозойские структурно-формационные зоны Северо-Западного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 1. Чита, 1965.

Зорин Ю. А. Глубинные разломы на территории Читинской области (по геофизическим данным).— В кн.: Тезисы докладов 4-й Геол. конф. научного геол. об-ва ЧГУ. Чита, 1965.

Казицын Ю. В., Александров Г. В., Павлов В. В., Панов Е. Н. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточной части Забайкалья.— В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Киселев А. И. Некоторые особенности эффузивного магматизма в условиях мезозойской активизации Западного Забайкалья. Тезисы докладов 2-й Научной конф. геол. секции Забайкальского отд. Географ. об-ва СССР. Чита, 1965.

Козеренко В. Н. Некоторые вопросы эндогенной металлогении.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1954.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

Козубова Л. А. Гранитоиды Малханского хребта и принципы их расчленения.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны.— Геол. и геофиз., № 11, 1960.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

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

Лазько Е. М. О некоторых особенностях строения и геологической истории восточной части Яблоново-Станового антиклинория.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., № 5, 1961.

Лесняк Р. В., Семенов В. Н. Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области.— Материалы по геол. и полезн. ископаем. Читинской обл., вып. 1, 1963.

Мастюлин Л. А. Некоторые черты геолого-геофизической зональности Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов 4-й Геол. конф. Научного геол. об-ва ЧГУ. Чита, 1965.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, т. 18, № 3—4, 1940.

Мисник Ю. Ф. Пермские отложения в Пришилкинском районе (Восточное Забайкалье).— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 1, 1962.

Михно Н. П. Стратиграфия осадочно-вулканогенных образований мезозоя южной части Западного Забайкалья.— Труды Бурятского комплексн. н.-и. ин-та, вып. 15, 1964.

Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта.— Докл. АН СССР, т. 136, № 2, 1961.

Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.

Очиров П. О., Турунхаев В. И. К геологии мезозойских вулканогенных образований Юго-Западного Забайкалья.— Труды Бурятского комплексн. н.-и. ин-та, вып. 15, 1964.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., № 6, 1964.

Попеко В. А., Омельяненко С. А., Шеремет Е. М. Основные закономерности размещения и развития мезозойского магматизма Центральной части Олекмо-Витимской горной страны. Тезисы докладов 4-й Геол. конф. Научного геол. об-ва ЧГУ, Чита, 1965.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Розинов М. И. Посленижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпитермального флюоритового оруденения. Автореф. дисс., Л., 1964.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.

Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 1, 1963.

Студеникина З. В., Глинкина М. И. Эволюция содержаний Mo в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений.— В кн.: Химия земной коры, т. 2. Изд-во «Недра», 1964.

Таратута Л. А. Основные черты тектонического развития территории Читинской области.— В кн.: Совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н., Казицын Ю. В., Харкевич Д. С., Панов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. В., Розинов М. И., Александров Г. В., Шатков Г. А., Соловьев Н. С. Интрузивные комплексы Забайкалья. Изд-во «Недра», 1964.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н. А. О мезо-кайнозойской структуре Прибайкалья. Тектоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, 1962.

Фогельман Н. А. Некоторые особенности тектоники и магматизма этапа позднемезозойского сводового развития Забайкалья. Тезисы докладов 1-й Научной конф. геол. секц. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.

Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1965.

Хренов П. М. Общая схема магматизма Бурятии.— В кн.: Геология СССР, т. 35. Изд-во «Недра», 1964.

Хуан Бо-цинь. Основные черты тектонического строения Китая. ИЛ, 1952.

Чен Го-да. Активные районы Китайской платформы и проблема Катазии.— Дичит Сюебао, т. 36, 1956.

Чен Го-да. Явления активности Китайской платформы.— Вестн. Горнометаллург. ин-та Центр. и Южного Китая, т. 2, 1957.

Чен Го-да. О процессе развития платформ катазиатского типа. Кэсюэ Тунбао, 1958.

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

Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к 1-й Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.

Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.— В кн.: Первая научная сессия по проблеме «Эндогенные формации Сибири и Дальнего Востока» (Новосибирск, 1964 г.). Тезисы докладов. Новосибирск, 1964.

Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Всесоюзный политехнический институт
Центральный научно-исследовательский
горно-разведочный институт цветных, редких
и благородных металлов (ЦНИГРИ)

В. С. Малых

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Байкальская горная область, возникшая на месте подвижной геосинклинальной системы байкалид, является регионом, металлогения которого недостаточно исследована и освещена в литературе.

Геологическое строение Байкальской горной области изучалось длительно, но неравномерно. За последние годы здесь проводились съемки мелкого (Л. И. Салоп и др.) и среднего масштаба (В. М. Таевский, В. Л. Тихонов, З. К. Таевская, Л. В. Ревякин, А. С. Кульчицкий, Н. В. Суханова, П. Ч. Шобогоров, В. П. Руднев и многие др.). Описание геологического строения области дано главным образом в трудах В. А. Обручева (1926), Е. В. Павловского (1948), Л. И. Салопа. Металлогения всей области описана М. М. Одинцовым, Н. А. Флоренсовым, П. М. Хреновым (1957), центральной части — П. М. Хреновым, В. П. Арсентьевым (см. Арсеньев и др., 1964), периферии — В. С. Малых (1960, 1962; Малых и др., 1960). Изучением металлогении Байкальской горной области занимаются в настоящее время большие коллективы геологических организаций Иркутска и Бурятии. За основу геологического строения данной территории мы принимаем представления, изложенные в обстоятельных трудах Л. И. Салопа (1958а, б, 1960, 1964).

Анализируя имеющийся материал по геологическому строению Байкальской горной области и изучая пространственное распределение в ней полезных ископаемых, мы можем дать примерную характеристику металлогении этой интересной территории Восточной Сибири.

В геосинклинальной области байкалид Л. И. Салоп выделяет раннюю, позднюю и остаточную геосинклинали. Ранняя геосинклиналь первого цикла геотектонического развития охватывает весь нижний и средний протерозой. Поздняя геосинклиналь второго цикла охватывает период верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

Во внутренней части байкалид в нижнем и среднем кембрии развивалась Верхне-Витимская остаточная геосинклиналь, замыкание которой в конце среднего кембрия привело к окончательному оформлению Байкальской горной области на месте геосинклинальной системы байкалид. Весь период полициклического геосинклинального развития байкалид составляет примерно 2000 млн. лет (Салоп, 1964). Длительность развития байкалид во времени по сравнению с более молодыми геосинклиналями — одна из особенностей этой области.

Геосинклинальная система байкалид представляет собой ветвь Центрально-Азиатского протерозойского подвижного пояса. Она заполняла пространство, образованное между двумя архейскими платформами — Ангарской и Алданской, включая Чарскую глыбу.

Возникновение разрозненных платформ в конце архея было обусловлено заложением Центрально-Азиатского геосинклинального подвижного пояса, что привело к образованию субмеридиональных расколов в краевой части Северо-Азиатского кратона и расчленению его на отдельные платформенные глыбы. По одному из таких расколов (Уринскому) произошло разъединение Ангарской и Алданской платформ с образованием входящего угла, заполненного в нижнем протерозое геосинклинальной системой, именуемой байкалидами (фиг. 1). Пространственное положение геосинклинали во входящем углу между указанными платформами обусловило ее дугообразную форму. Дугообразная форма байкалид вызвала в свою очередь однобортность геосинклинали по внешней ее стороне. Это также одна из особенностей данной геосинклинальной области.

Основанием дуги в период зарождения ранней геосинклинали в нижнем протерозое явился Центрально-Азиатский геосинклинальный подвижный пояс, а в период полного отмирания в нижнем палеозое — Забайкальская геосинклиналь каледонид. В связи с длительным развитием полицикличной геосинклинали байкалид и дугообразным строением происходило последовательно ее отмирание от периферии к основанию дуги и смещение во времени и пространстве геосинклинального прогиба с севера на юг.

В ранней геосинклинальной области байкалид отчетливо выделяются миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный структурно-фациальные пояса, которые и обусловили дальнейший ход тектонического развития и металлогеническую особенность данной области.

Миогеосинклинальный пояс расположен по периферии дуги байкалид на перикратонном погруженном основании архея. Эвгеосинклинальный пояс приурочен к центральной части дугообразной структуры байкалид. По периферии эвгеосинклинали располагались краевые разрозненные глыбы древнего архейского фундамента (Байкальская, Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы), ограниченные глубинными разломами. Эти разломы в целом образуют краевой геосинклинальный ров. Положение рва на периферии геосинклинали также одна из особенностей байкалид. В нижнем протерозое ров ограничивал погруженное (перикратонное) основание фундамента архея от раздробленного и вовлеченного в геосинклинальное погружение основания. Дальнейшее развитие всех первичных структурных элементов ранней геосинклинали привело к возникновению ряда структурных зон, характеризующих металлогению Байкальской горной области.

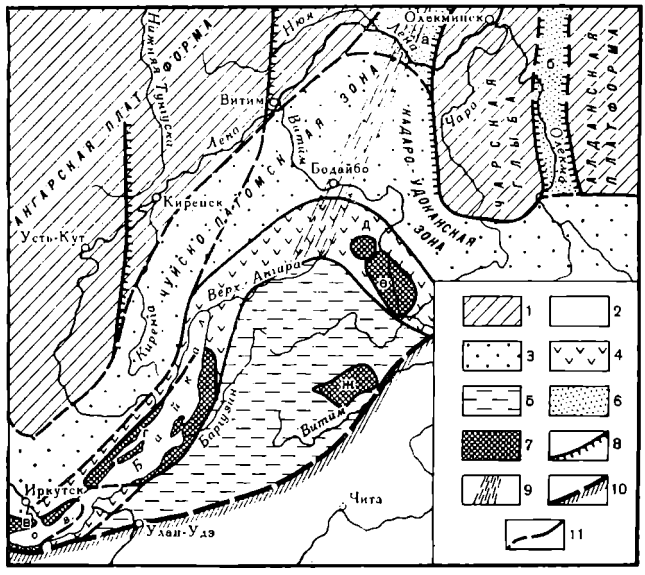
Миогеосинклинальный пояс раннепротерозойской геосинклинали представляет собой внешнюю дугу байкалид, прослеживаемую от Западного Прибайкалья на северо-восток до нижнего течения р. Большой Патом, где она круто поворачивает к юго-востоку и, огибая выступ Чарской глыбы архея, уходит на восток в геосинклинальную зону Становика (фиг. 1).

В нижнепротерозойском миогеосинклинальном поясе Л. И. Салоп (1958а) выделяет две структурно-фациальные зоны: Кадаро-Удоканскую на востоке и Чуйско-Патомскую на западе.

Кадаро-Удоканская структурно-фациальная зона слагается весьма разнообразными по фациальным условиям образования осадками, составляющими удоканскую серию нижнего протерозоя. В основании разреза этой серии залегают образования глубоководного бассейна, представленные сланцами, песчаниками и карбонатными породами.

В средней части разреза выделяется подсвита пород, образованных в мелководном бассейне,— песчаники с прослоями доломитов, местами обогащенные магнетитом.

Верхняя подсвита представлена прибрежно-делювиальными отложениями — различными косослоистыми кварцитовидными песчаниками



Фиг. 1. Схема расположения главнейших структурных элементов геосинклинальной области байкалид в нижнем протерозое (в начальной стадии развития первого геосинклинального цикла; по данным Л. И. Салопа, 1958а с дополнениями В. С. Малых)

1 — платформенные сооружения архея, *2* — Центрально-Азиатский геосинклинальный пояс, *3* — многогеосинклинальный пояс байкалид, *4* — краевой геосинклинальный ров в пределах Байкало-Муйской зоны глубинных разломов, *5* — эвгеосинклинальный пояс байкалид, *6* — побочные ветви байкалид (*а* — Уринская, *б* — Олекминская), *7* — глыбы архейского фундамента в пределах геосинклинальной области байкалид (*в* — Шарыжелгапская, *г* — Байкальская, *д* — Северо-Муйская, *е* — Южно-Муйская, *ж* — Амалатская), *8* — допротерозойские разломы архейской платформы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла), *9* — Уринский раскол байкалид (скрытый глубинный разлом), *10* — условный контур северо-западного борта Центрально-Азиатского геосинклинального пояса, *11* — границы структурных подразделений

с прослоями мелкогалечных конгломератов, выше сменяющихся алевролитами с прослоями песчаников и известняков (Богданов, 1962). К верхней подсвите приурочено Удоканское месторождение медистых песчаников экзогенного происхождения. Удоканская зона медистых песчаников, обычно известковистых, обрамляет с юга Чарскую глыбу архея и прослеживается на 100 *км* при ширине 50—400 *м*. Местами здесь имеются промышленные скопления меди. Рудные минералы представлены халькопиритом и пиритом, в других случаях — халькозином и борнитом. На участке Красном, кроме того, присутствует минерал кобальта — линнеит (Богданов, 1962).

Вопрос об осадочном происхождении медистых песчаников Удокана, с нашей точки зрения, решен еще недостаточно определенно, как и проблема генезиса данного типа месторождений вообще. Вполне вероятно и эндогенное происхождение руд данного месторождения в результате циркуляции гидротермальных растворов при тектоно-магматических процессах, происходивших в пределах байкалид.

В настоящее время ставится под сомнение нижнепротерозойский возраст кадаро-удоканской серии, вмещающей оруденение. Высказывается предположение о верхнепротерозойском возрасте данной серии (Падалка, 1960; Кузнецов, 1964 и др.). Мы полагаем, что именно третий член этой серии может быть отнесен к верхнему протерозою, так как является аналогом байкальской серии верхнего протерозоя в Западном Прибайкалье на противоположном борту геосинклинальной дуги байкалид. Непрерыв-

ность осадконакопления в течение всего протерозоя в Кадаро-Удоканской зоне могла быть вызвана медленным прогибанием этого участка геосинклинали с образованием в верхнем протерозое, в зоне сочленения с Чарской глыбой и Алданским массивом передового прогиба, аналога Прибайкальского и Приленского краевых прогибов, сформированных в верхнем протерозое.

В этом случае аналогом меднорудной минерализации Удокана может явиться эндогенная рудная минерализация в Сарминской зоне Приленского краевого прогиба в Западном Прибайкалье (Малых, 1962). В некоторых рудопроявлениях этой зоны на значительном расстоянии прослеживаются выходы окисленных сульфидных руд, по всей вероятности существенно пирит-пирротинового состава. Оруденение Сарминской зоны приурочено к кварцитовидным песчаникам голоустенской свиты верхнего протерозоя вблизи зон разломов. В окисленных рудах отмечается высокое содержание кобальта в сопровождении меди, цинка, свинца, серебра и золота.

С этой точки зрения наиболее актуальной становится оценка Сарминской металлогенической зоны на медь и кобальт, как потенциального аналога Удоканского рудного района, но со специфической особенностью гидротерм (кобальтоносностью).

Чуйско-Патомская структурно-фациальная зона характеризуется развитием железистых кварцитов среди пород чуйской осадочной серии нижнего протерозоя, в составе которой преобладают глубоко измененные терригенные отложения с прослоями эффузивов, превращенных в результате метаморфизма в амфиболиты, а также наличие прослоев магнетитсодержащих сланцев.

Магматизм ранней стадии развития миогеосинклинального пояса проявлен на восточном его фланге, в Кадаро-Удоканской структурно-фациальной зоне, где Л. И. Салоп (1964) выделяет каларский габбро-анортозитовый доорогенный комплекс. Интрузии этого комплекса слагаются анортозитами, лабрадоритами, габбро, габбро-норитами, кварцевыми габбро, рудным габбро, габбро-диабазами и, реже, пироксенитами и горнблендитами.

Обычно это различной величины массивы трещинного типа, приуроченные к разломам среди пород удоканской серии. Среди них имеются габбровые массивы, несущие скопления титаномагнетита в сопровождении незначительной примеси халькопирита. В настоящее время данный комплекс изучается с целью выяснения его перспектив на сульфидно-никелевую минерализацию.

Накопление мощных терригенных осадков миогеосинклинального пояса в нижнем протерозое привело в конце периода к грандиозной складчатости, проявлению синорогенного магматизма и последующей вслед за этим консолидации всего пояса с причленением его к архейским платформам. В результате на месте внешнего (миогеосинклинального) пояса было образовано крупное Байкало-Витимское поднятие, по периферии окруженное Байкало-Патомским краевым прогибом.

Синорогенный магматизм среднего этапа развития раннепротерозойской геосинклинали в миогеосинклинальном поясе ознаменовался внедрением куандинского и чуйско-кодарского комплексов гранитоидов. Куандинский комплекс представлен абиссальными конкордантными плутонами различной величины, приуроченными к осевой части миогеосинклинального пояса. Обычно это биотитовые и двуслюдяные гнейсо-граниты и пегматоидные граниты. Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов представлен амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, реже — гранодиоритами и граносиенитами первой фазы и лейкократовыми и аляскитовыми гранитами второй фазы. Магматические породы среднего этапа развития

ранней геосинклинали во внешнем поясе не несут каких-либо признаков рудной минерализации.

В среднем протерозое на позднем этапе развития миогеосинклинали проявились интенсивные колебательные движения, приведшие к заложению новых глубинных разломов и проникновению по ним лавовых излияний. Наибольшему приоткрыванию подверглась зона глубинных разломов на западной периферии байкалид в области сочленения краевого прогиба и геоантиклинального поднятия. По этому шву, получившему наименование Северо-Байкальского вулканогенного шва, распространилась интенсивная эффузивная деятельность и произошло внедрение ирельского субвулканического интрузивного комплекса. Размеры шва достигают 425 *км* по простиранию и 50 *км* по ширине распространения вулканогенных пород на дневной поверхности и сопутствующих им интрузий.

Глубинные разломы Северо-Байкальского вулканогенного шва контролировали распределение очагов лавовых излияний и служили путями проникновения субвулканических и гипабиссальных интрузий гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров ирельского комплекса, генетически связанных с эффузивами (Салоп, 1958а, б). Среди эффузивных пород наблюдаются прослои эффузивно-осадочных образований, в целом составляющих акитканскую серию пород среднего протерозоя. В составе этой серии преобладают кислые эффузивы, фельзитовые и кварцевые порфиры, сопровождаемые фельзитами, ортофирами, туфолавами и туфобрекчиями. В подчиненном количестве в основании разреза наблюдаются лавы среднего и основного состава — кварцевые порфиры, андезиты, эффузивы и диабазы.

Общность минералогического и химического состава эффузивов с субвулканическими интрузиями ирельского комплекса и их структурное положение (в общем вулканогенном шве) подтверждает их происхождение из одного магматического очага (Файзуллин, 1964). Этот комплекс субвулканических интрузий включает проявления медных и молибденовых порфировых руд (Малых и др., 1960), а также имеет признаки оловорудной минерализации. Известно крупное месторождение вторичных кварцитов, пригодных как абразивное сырье. Не исключена возможность выявления в пределах этого пояса и месторождений высокоглиноземного сырья во вторичных кварцитах.

В среднем протерозое одновременно с заложением Северо-Байкальского вулканогенного шва в миогеосинклинальном поясе, по его внешней стороне, произошло воздымание краевого Чуя-Нечерского геоантиклинального поднятия и образование на его периферии передового Байкало-Патомского прогиба. Чуя-Нечерское краевое геоантиклинальное поднятие отделяло Байкало-Патомский прогиб от внутреннего Мамско-Бодайбинского вторичного геосинклинального прогиба.

В своде дугообразной структуры Чуя-Нечерского геоантиклинального поднятия в зоне Уринского осевого разлома байкалид имеется выход достаточно крупного гранитного массива, входящего в состав амандракского интрузивного комплекса среднего протерозоя. Данный массив представлен двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, местами интенсивно турмалинизированными. Аллювий р. Тоноды, пересекающей данный массив, обогащен касситеритом, что позволяет рассчитывать на оловоносность гранитов (Малых, 1960).

Возникший в верхнем протерозое вторичный геосинклинальный прогиб, который Л. И. Салоп (1964) называет внутренним Мамско-Бодайбинским, по форме отвечал дугообразной структуре байкалид.

В верхнем протерозое весь прогиб был выполнен терригенно-морскими осадками, а затем последовала частичная его инверсия на флангах —

в Мамском синклинории на западе и в Жуинском на востоке. Инверсия в конце верхнего протерозоя сопровождалась внедрением синорогенного мамско-оронского интрузивного комплекса гранитоидов. В центральной части прогиба (на перегибе структур байкалид), именуемой Бодайбинским синклинорием, инверсия не проявилась. Такое отличие в поведении отдельных частей прогиба, по-видимому, зависит от особенностей развития Уринского разлома байкалид, на оси которого и расположен Бодайбинский синклинорий.

Мамско-Бодайбинский внутренний прогиб имеет большое значение в металлогении миогеосинклинального пояса байкалид.

В пределах Мамского синклинория располагаются крупнейшие месторождения мусковита, генетически связанные со второй фазой мамско-оронского интрузивного комплекса гранит-пегматитов.

Проявления слюды есть и на восточном крыле прогиба в Жуинском синклинории, но в отличие от Мамского синклинория здесь произошел более глубокий эрозионный срез, отчего на дневной поверхности сохранились только остатки осадочных пород в кровле массивов гранитоидов мамско-оронского комплекса, где в основном располагались слюдоносные тела пегматитов.

Для Бодайбинского синклинория, занимающего центральную часть прогиба, характерна приуроченность коренных и россыпных месторождений золота (Ленский район). Генетическая связь золоторудной минерализации этого района намечается с биотитовыми гранитами наиболее молодой фазы витимканского комплекса изверженных пород нижнего палеозоя, комплекса, характеризующего магматическую деятельность завершающего этапа развития поздней геосинклинали байкалид [1].

Отложения мощной толщи терригенно-карбонатных пород в условиях прогиба Бодайбинского синклинория привели к образованию чередований горизонтов карбонатных и песчано-сланцевых пород, что способствовало многоэтажному послойному отложению золотосодержащих сульфидных и кварцевых руд в благоприятных песчано-сланцевых горизонтах под непроницаемым покровом массивных известняков. Полное замыкание Мамско-Бодайбинского внутреннего прогиба в Бодайбинском синклинории в конце верхнего протерозоя способствовало окончательному превращению миогеосинклинального пояса в горное складчатое сооружение Байкало-Витимского поднятия.

Как уже говорилось, на периферии миогеосинклинального пояса байкалид, в зоне сочленения с краем древних платформ в среднем протерозое был заложен Байкало-Патомский краевой прогиб, который Л. И. Салоп (1958б) подразделяет на две зоны — Приленскую на севере и Прибайкальскую на юго-западе. Приленская зона в верхнем протерозое заполнялась грубообломочными отложениями (песчаники, конгломераты и гравелиты) баллаганахской подсерии и известково-мергелистыми образованиями жуинской и ченчинской свит патомской серии. В Прибайкальской зоне краевого прогиба отлагались терригенные образования байкальской серии, представленной в основании кварцитами и доломитами голоустенской свиты, в средней части — известняками и сланцами улунтуйской свиты, вверху разреза — алевролитами, песчаниками и сланцами качергатской свиты.

С востока Байкало-Патомский прогиб выполнялся грубообломочными образованиями ничатской подсерии патомской серии. Вполне возможно, что к отложениям передового прогиба на востоке дуги следует отнести

[1] Не исключено, что указанные биотитовые граниты поздней фазы конкудеро-мамаканского комплекса могут быть отнесены к самостоятельному анорогенному комплексу более поздних этапов развития Байкальской горной области.

верхнюю часть разреза удоканской серии, вмещающую медистые песчаники Удокана.

Байкало-Патомский краевой прогиб в нижнем палеозое в результате вовлечения в прогибание края древних платформ значительно увеличился по ширине и известен как Ангаро-Ленский передовой прогиб. Окончательное замыкание этого прогиба произошло в конце нижнего палеозоя под влиянием мощных горообразовательных процессов, охвативших всю подвижную область байкалид. Эта грандиозная эпоха тектонических движений повлекла за собой и мощные процессы гидротермальной деятельности — циркуляцию гидротерм по зонам разломов и гидротермальное рудообразование среди благоприятных пород в пределах Ангаро-Ленского прогиба.

Для Ангаро-Ленского передового прогиба характерно проявление разнообразного комплекса рудопроявлений и месторождений. Сюда могут быть отнесены Барвинское полиметаллическое и флюоритовое месторождение, кобальт-никель-медные рудопроявления Сарминской зоны, тальковые месторождения Западного Прибайкалья, расположенные во внутренней краевой части Прибайкальской зоны. Весь этот сложный комплекс рудной минерализации, проявленный вне связи с магматическими породами, отчетливо приурочивается к зонам глубинных разломов и распределяется в благоприятных для рудоотложения горизонтах карбонатных (месторождения полиметаллов и флюорита) и силикатных пород (кобальт-никель-медные рудопроявления).

В пределах Приленской зоны краевого прогиба байкалид выявлены только отдельные признаки золоторудной и полиметаллической минерализации, промышленные скопления которых не обнаружены, по всей вероятности, вследствие слабой опоискованности данной территории.

Наиболее перспективный участок в этой зоне краевого прогиба — устье р. Большой Патом, расположенное в своде дугообразных структур миогеосинклинального пояса байкалид, на Урикском разломе байкалид. Здесь наблюдается сочленение разломов двух направлений — северо-восточного и юго-западного. В устье р. Большой Патом известна старая россыпь золота, истоки которой непосредственно приводят к одному из поперечных северо-восточных разломов, что подтверждает представление о приуроченности к разлому золоторудной минерализации.

К востоку Приленская зона передового прогиба постепенно сменяется Жуинской системой сближенных разломов, следующих контуру Чарской глыбы архея. В данных разломах выявлен ряд рудопроявлений золота и полиметаллов.

Значительно южнее Жуинской зоны разломов, на переходе структур байкалид в геосинклинальную зону Становика, располагается Удоканское месторождение меди. Если наше предположение о верхнепротерозойском возрасте верхней подсерии удоканской серии нижнего протерозоя (по Л. И. Салопу, 1958а) окажется верным, тогда положение медистых песчаников Удокана на юго-восточном фланге дуги Ангаро-Ленского передового прогиба станет закономерным.

По внешней стороне Ангаро-Ленского прогиба, на западном его фланге, располагается несколько месторождений меди (Закаменское, Шамановское, Коношановское и др.), объединяемые под общим названием Ленских медистых песчаников. Медная минерализация этого района приурочена к песчаникам верхоленской свиты верхнего кембрия. Выше, в нижних слоях карбонатных пород усть-кутской свиты ордовика, имеется существенно свинцовое оруденение. Кроме меди и свинца, в этих рудах присутствует некоторое количество цинка, золота, серебра, кобальта, никеля и некоторых редких элементов.

Минерализация медистых песчаников в бассейне р. Лены повторяет вещественный состав эндогенной минерализации Западного Прибайкалья, расположенного по внутренней стороне Ангаро-Ленского прогиба, в зоне сочленения его с Чуя-Нечерским геоантиклинальным поднятием. Особенно большое сходство вещественного состава Ленских песчаников наблюдается с Сарминской металлогенической зоной Западного Прибайкалья.

Положение медистых песчаников в верхнем структурном ярусе прогиба (бассейн р. Лены), в отличие от оруденения Западного Прибайкалья, расположенного в нижнем ярусе, указывает на более молодой послеордовикский возраст минерализации. Ю. В. Погодин (1962) установил, что медное оруденение находится в парагенетической связи с траповой формацией. Ю. А. Билибин (1959) отмечал, что телетермальные месторождения медистых песчаников обычно значительно моложе, чем сходное по вещественному составу оруденение складчатых областей.

К миогеосинклинальному поясу байкалид Л. И. Салоп (1960) относит две побочные ветви этого пояса, заполняющие пространство между расколами древнего фундамента. Олекминская ветвь заполняет раскол между Чарской глыбой и Алданской плитой, Урикская — пространство между Ангарской платформой и Чарской глыбой, являясь северным окончанием Уринского осевого разлома байкалид. Олекминская ветвь, по Л. И. Салопу, выполнена маломощными, слабо дислоцированными терригенными отложениями нижнего протерозоя, прорванными небольшими телами габбро-диабазов. Исследователь Алдана Ю. К. Дзевановский (1958) определяет возраст осадочных пород Олекминской ветви как верхнепротерозойский (синийский).

Заполнение Уринской ветви происходило и в верхнем протерозое. Здесь на дневную поверхность выходят пологоскладчатые верхнепротерозойские осадки патомской серии. Эти побочные ветви байкалид, располагающиеся в зонах разломов древнего фундамента, играют важную роль в распределении эндогенных месторождений золота.

Зоны разломов, по всей вероятности, явились рудоподводящими каналами при циркуляции золотосодержащих гидротермальных растворов. В восточном борту Олекминской ветви располагается Алданская золоторудная провинция, к югу от Уринской ветви — Бодайбинский золотоносный синклинорий, к востоку от нее, в пределах Чарской глыбы архея, находится перспективный на золото Мурунский район развития мезозойских интрузий.

Эвгеосинклинальный пояс. Эвгеосинклинальный пояс первого цикла развития подвижной области байкалид в нижнем протерозое занимал центральную часть дугообразной структуры байкалид и располагался на раздробленном и погруженном кристаллическом основании архея. С внешней стороны он ограничивался Байкало-Муйской зоной краевых разломов, повторяющих очертания погруженного края (перикратонного опускания) Алданской и Ангарской платформ.

К югу эвгеосинклинальная область переходила в Центрально-Азиатский подвижный пояс.

В нижнем протерозое, в начальную стадию геосинклинального развития, эвгеосинклиналь имела максимальное погружение на периферии в пределах Байкало-Муйского краевого шва. В зоне максимального погружения располагались разрозненные и зажатые в тектонические швы Байкальская, Северо-Муйская, Южно-Муйская глыбы архея, образующие краевые массивы эвгеосинклинали. В пределах ее центральной части располагалась Амалатская глыба, представляющая собой срединный массив.

Нижнепротерозойские отложения ранней стадии развития в эвгеосинклинали первого цикла выделяются под названием муйской и гаргинской

серий. Отложения муйской серии, представленные существенно вулканогенными породами спилит-кератофировой формации с прослоями туфов, туффитов и осадочных пород, приурочены к зоне максимального прогиба, ограниченного системой глубинных разломов Байкало-Муйской зоны, который может быть определен как геосинклинальный ров, смещенный на борт геосинклинали.

Эффузивная деятельность в пределах геосинклинального рва в Байкало-Муйской зоне глубинных разломов сопровождалась внедрением ультраосновных и основных малых трещинных интрузий доорогенного муйского комплекса.

Для муйского доорогенного изверженного комплекса характерно проявление двух подкомплексов (по Л. И. Салопу). Первый подкомплекс представлен субвулканическими основными и кислыми породами (гранит-порфирами, микротрондьемитами, кварцевыми микродиоритами), второй подкомплекс — ультраосновными и основными интрузиями (габбро-норитами, габбро-диабазами, габбро-диоритами, эклогитами, гарцбургитами, дунитами, верлитами и пироксенитами, местами преобразованными в серпентиниты). Со вторым, муйским подкомплексом связано проявление минерализации платины, хрома, никеля, кобальта, меди и промышленные скопления хризотил-асбеста (месторождение Молодежное).

В эффузивах муйской серии, выполняющих Байкало-Муйский геосинклинальный ров, не выявлены серно- и медноколчеданные месторождения, свойственные данной формации. Возможно, золотоносная колчеданная залежь Каролона на восточном фланге Байкало-Муйского рва парагенетически связана с вмещающими ее эффузивами муйской серии. С этих позиций необходимы поиски колчеданных месторождений в области распространения пород муйской серии.

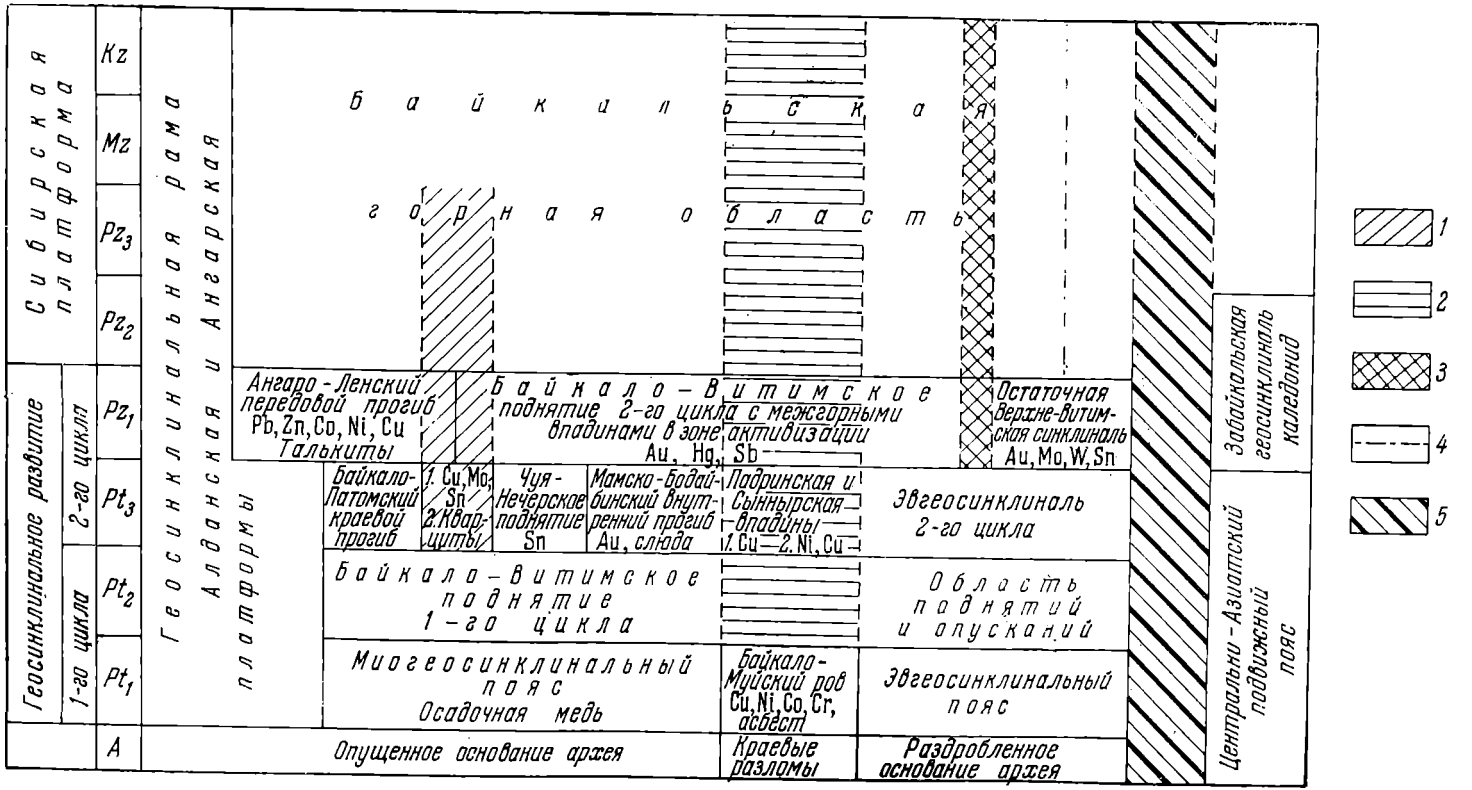
В пределах центральной части эвгеосинклинали были распространены существенно осадочные отложения гаргинской серии, представленные в настоящее время изолированными блоками среди верхнепротерозойских метаморфизованных пород и гранитных полей. Обычно это серицитовые и хлоритовые сланцы, филлиты, известняки с водорослями и кварциты. В низах гаргинской серии имеются небольшие прослои кислых эффузивов и их туфов, а также тела ортоамфиболитов (Салоп, 1964).

Амфиболиты образуют небольшие пластовые тела и представляют собой измененные диабазы и габбро-диабазы, возможно соответствующие муйскому доорогенному комплексу Байкало-Муйской зоны краевых разломов. Какие-либо признаки рудной минерализации в данном комплексе не обнаружены.

Таким образом, основные продукты магматической и постмагматической деятельности ранней стадии нижнепротерозойского цикла развития байкалид локализованы в пределах сравнительно узкой зоны геосинклинального рва, ограниченного Байкало-Муйской зоной разломов (фиг. 2).

Интенсивные тектонические движения в конце нижнего протерозоя (период главной фазы складчатости), возможно, сопровождались магматизмом третьего подкомплекса муйского комплекса и привели к частичной инверсии эвгеосинклинали. На периферии эвгеосинклинали совместно с приподнятым на этом же этапе развития многеосинклинальным поясом и было образовано крупное Байкало-Витимское геоантиклинальное поднятие.

Третий синорогенный подкомплекс муйского изверженного комплекса распространен также по периферии эвгеосинклинали и представлен плагиогранитами и гранодиоритами, реже — диоритами и кварцевыми габбро-диоритами. Какие-либо рудные месторождения, присущие ему, не обнаружены.



Фиг. 2. Схема размещения рудных комплексов в структурах байкалид

1 — зоны разломов Северо-Байкальского вулканогенного шва, *2* — Байкало-Муйская зона краевых глубинных разломов, *3* — Намаминская зона разломов, *4* — Витимканская зона разломов, *5* — Туркино-Бамбуйский краевой глубинный разлом

Батолиты гранитных интрузий, типичные для среднего этапа развития, не проявлены.

Во внутренней части эвгеосинклинали, по всей вероятности, и в среднем протерозое сохранялся геосинклинальный режим.

В среднем протерозое на периферии ранней геосинклинали в пределах Байкало-Витимского поднятия, на месте Байкало-Муйской зоны древних глубинных разломов, новые тектонические движения привели к активизации этих разломов и образованию в их пределах внутренних впадин. На юго-западном фланге была заложена Сыннырская впадина, на северо-востоке — Падринская. В этих впадинах по разломам произошло интенсивное излияние эффузивов, одновременное с еще более мощными излияниями в Северо-Байкальском вулканогенном шве миогеосинклинального пояса байкалид.

Излияние кислых и основных лав в Падринской и Сыннырской впадинах сопровождалось внедрением малых трещинных субвулканических интрузий витимского комплекса.

Витимский посторогенный комплекс сформировался в две фазы. Для первой фазы характерны интрузии кварцевых монцонитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, габбро и габбро-диабазов. Во вторую фазу произошло внедрение гранит-порфиров и гранитов.

Витимский комплекс одновозрастен с ирельским, проявленным в Северо-Байкальском вулканогенном шве, но отличается от него большей основностью пород. Это можно объяснить тем, что формирование витимского комплекса происходило по разломам, заполненным уже в нижнем протерозое основными и ультраосновными породами муйского комплекса, вследствие чего происходило смешение гранитных расплавов с продуктами базальтовой магмы. В пределах Северо-Байкальского вулканогенного рва на пути следования гранитная масса ирельского комплекса не встречала ультраосновных и основных пород предшествующего комплекса, и смешение с продуктами базальтовой магмы фактически не происходило.

В пределах Падринской впадины, расположенной на восточном фланге Байкало-Муйской зоны разломов, среди эффузивов среднего протерозоя отмечается интенсивная медная минерализация прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов. В истоках р. Падора имеются признаки эндогенной медной минерализации. В фельзитовых порфирах, во вторичных кварцитах и песчаниках, слагающих падринскую серию, были обнаружены прожилки и вкрапления минералов меди, реже — свинца и цинка.

Наличие медной минерализации на данном участке позволяет считать область распространения эффузивно-осадочных пород среднего протерозоя в Падринской впадине перспективной на выявление промышленных скоплений меди типа порфировых руд.

По аналогии с Падринской впадиной Сыннырскую впадину западного фланга Байкало-Муйской зоны глубинных разломов также следует считать перспективной для поисков медных месторождений.

В верхнем протерозое эвгеосинклинальный пояс байкалид, унаследованный от эвгеосинклинали первого цикла, представлял систему прогибов и поднятий. Прогибы (Катерский, Витимканский, Исташенский) выполнялись терригенно-вулканогенными, карбонатными и песчано-сланцевыми образованиями. Вулканическая деятельность была проявлена слабо; она представлена основными и кислыми эффузивами, тяготеющими, как и в эвгеосинклинали первого цикла, к периферии. Вследствие разобщенности прогибов отложения эвгеосинклинали имели различный характер, в результате чего выделился ряд самостоятельных серий (катерская, уакитская, икатская и др.), хотя и наблюдается общая закономерность

в смене пород в разрезе. Обычно в основании залегают терригенные породы, переслаиваемые с туфами и эффузивами; в центральной части разреза преобладают карбонатные породы, сменяющиеся вверху более отсортированными терригенными образованиями.

В эвгеосинклинали второго цикла на раннем этапе развития (с начала верхнего протерозоя) эффузивная деятельность сопровождалась внедрением доорогенного икатского комплекса изверженных пород, представленных интрузиями габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов, диоритов, диабазов и монцонитов. Обычно это штоки, дайки и силлы, приуроченные к Намаминской зоне глубинных разломов, возникшей на северо-западном фланге эвгеосинклинали верхнего протерозоя. Данный комплекс имеет признаки сульфидной никелевой минерализации.

В жесткой раме поздней эвгеосинклинали, в пределах Байкало-Муйской зоны, глубинные разломы активизировались и по ним внедрились основные и ультраосновные породы довыренского интрузивного комплекса. Обычно это дифференцированные по составу линзообразные тела, дайки и силлы, представленные габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами, оливинитами, троктолитами, перидотитами, пироксенитами.

На юго-западном фланге Байкало-Муйской зоны разломов (в Северо-Байкальском районе (Йоко-Довыренский и Чая-Безымянный массивы) проявлена сульфидно-никелевая минерализация промышленной ценности. Руды данного комплекса характеризуются повышенной кобальтоносностью. Разведкой установлено наличие сингенетического и эпигенетического оруденения в массивах довыренского комплекса. Для сингенетического оруденения характерна неравномерная вкрапленность рудных минералов. В этих рудах установлены пирротин, халькопирит и, реже, пентландит; в качестве второстепенных минералов присутствуют валлерит, кубанит, пирит, титаномагнетит и платиноиды. Для эпигенетических проявлений характерны прожилковые, массивные и брекчиевидные руды, приуроченные к тектоническим зонам в лежачем боку массива (Йоко-Довыренский массив) или в его центре (Чая-Безымянный массив). Они представлены пирротином, пентландитом и, как второстепенными минералами,— сфалеритом, галенитом, халькопиритом, кубанитом, валлериитом, титаномагнетитом, платиноидами и арсенидами никеля. Рудная минерализация обычно приурочена к перидотитам и плагиоклазитам.

Мощное и глубокое прогибание центральной части эвгеосинклинального пояса в течение длительного периода (от нижнего протерозоя до конца верхнего протерозоя) привело к мощным процессам гранитизации осадочно-метаморфических и изверженных пород, выполняющих центральный прогиб эвгеосинклинали. В результате гранитизации одновременно с частичной инверсией по периферии верхнепротерозойской эвгеосинклинали произошло внедрение абиссальных ареал-плутонов баргузинского комплекса, представленных биотитовыми и двуслюдяными гранитами и гнейсо-гранитами. Гранитные массы вызвали интенсивный метаморфизм вмещающих осадочных пород верхнего протерозоя.

Наличие ослабленной зоны по Уринскому осевому разлому байкалид способствовало проникновению гранитных масс за пределы эвгеосинклинали в консолидированные структуры Байкало-Витимского поднятия, являющегося по отношению к верхнепротерозойской эвгеосинклинали жесткой рамой.

Гранитные массы, внедрившиеся по Уринскому осевому расколу в жесткую раму, формировались в иных условиях, чем гранитоиды баргузинского комплекса, и были несколько отличны по составу пород, поэтому они выделены Л. И. Салопом (1964) в самостоятельный тельмамский интрузивный комплекс. Этот комплекс представлен дискордантным и дисгармоничным по условиям залегания крупным плутоном, состоящим из био-

тит-амфиболовых, биотитовых и пироксен-амфиболовых гранитов, реже — из граносиенитов и гранодиоритов.

Тельмамский плутон — непосредственное продолжение к северу ареал-плутона баргузинского комплекса. Границу между ними Л. И. Салоп проводит условно по внутреннему контуру Байкало-Витимского дугообразного поднятия.

Пространство, занятое продуктами гранитизации среднего этапа развития геосинклинали байкалид второго цикла, представляет ареал-плутон, длинная ось которого протяженностью 600 *км*, ширина в основании дуги геосинклинали 500 *км*, на северо-восточном его погружении в районе г. Бодайбо 50—60 *км*.

Отторжение гранитных масс от основного ареал-плутона баргузинского комплекса произошло по тектоническому контакту на восточном крае Байкальской глыбы архея, где Л. И. Салоп выделяет также массив гранитоидов тельмамского комплекса. Металлогения синорогенного баргузинского и тельмамского комплексов определяется наличием в их пределах в качестве акцессорных примесей минералов фергюсонита и самарскита, а также пегматитовых жил с молибденитом. Вслед за инверсией и внедрением огромных гранитных масс баргузинского и тельмамского комплексов Байкало-Витимское поднятие вновь консолидировалось и разрослось в результате причленения к нему краевой геоантиклинальной зоны верхнепротерозойской эвгеосинклинали.

Во внутренней части байкалид к началу нижнего палеозоя была сформирована Верхне-Витимская остаточная геосинклиналь, соединяющаяся через зону глубинных разломов, именуемую В. П. Арсеньевым Туркино-Бамбуйской, с раннекаледонским геосинклинальным поясом Забайкалья. В остаточной Верхне-Витимской геосинклинали накапливались терригенно-морские осадки при незначительном участии эффузивов. Отмечено увеличение эффузивов к югу, т. е. к геосинклинальной области каледонид Забайкалья.

Нижнекембрийские отложения в остаточной геосинклинали в низах разреза характеризуются повышенной известковистостью и незначительным присутствием красноцветных пород, сменяемых выше известняками с небольшой примесью эффузивного материала.

Для раннего этапа развития Верхне-Витимской геосинклинали характерно проявление магматической деятельности по ее периферии, по ранее заложенным разломам Байкало-Витимского геоантиклинального поднятия, выделяемого как бирамьинский комплекс. Наиболее отчетливо этот комплекс проявлен по Намаминской зоне разломов, где нижнекембрийские отложения прорваны линзообразными телами габбро-диоритов и габбро.

В пределах Байкало-Муйской зоны среди нижнекембрийских отложений Средне-Витимской горной страны И. А. Охотниковым и С. И. Якуповой (1964 г.) отмечено наличие диабазов пластовой формы, также отнесенных данными исследователями к бирамьинскому комплексу нижнего палеозоя.

Минеральные комплексы, свойственные раннему этапу развития остаточной геосинклинали, неизвестны. Вероятно, сюда можно отнести никеленосную сульфидную минерализацию бирамьинского комплекса Намаминской зоны разломов.

В результате тектонических движений в конце верхнего протерозоя в Байкало-Муйской зоне в пределах глубинных разломов были образованы межгорные впадины типа внутренних прогибов, ограниченных тектоническими разломами. К числу таких впадин относятся Чарская и Верхне-Ангарская впадины на западном фланге дугообразной структуры Байкало-Витимского поднятия, Янгудо-Мамаканская в центре и Талаинская на вос-

токе. В нижнем и среднем кембрии эти впадины были выполнены терригенными и карбонатными отложениями мелководного морского бассейна.

Магматизм, свойственный обычно среднему этапу, в пределах Верхне-Витимской остаточной геосинклинали не был проявлен, вероятно, вследствие малой мощности осадков, выполняющих прогиб.

В конце среднего кембрия погружение Верхне-Витимской остаточной геосинклинали было остановлено мощными тектоническими движениями, охватившими всю территорию байкалид. Как отмечает Л. И. Салоп (1964), этот диастрофизм имел исключительно большое значение для всей геологической истории байкалид, в результате которого произошло общее замыкание полицикличной геосинклинали.

С раннепалеозойским этапом тектонического развития связано внедрение малых трещинных тел витимканского интрузивного комплекса, свойственного позднему этапу развития остаточной геосинклинали байкалид и одновременно позднему этапу развития эвгеосинклинали второго цикла.

По всей вероятности, здесь произошло совмещение во времени поздних этапов развития основной геосинклинали второго цикла и остаточной геосинклинали байкалид. Следовательно, магматизм и связанные с ним процессы рудообразования в нижнем палеозое надо рассматривать как завершающий этап развития байкалид в целом.

Витимканский комплекс проявлен в пределах структур, возникших на месте Верхне-Витимской геосинклинали, и в пределах ее рамы, в Байкало-Витимском геоантиклинальном поднятии, сформированном в длительный период развития байкалид. В пределах Байкало-Витимского поднятия нижнепалеозойские интрузии размещались в активизированных разломах Байкало-Муйской зоны, а также по Уринской зоне осевого разлома байкалид. Внедрение интрузий витимканского комплекса по осевому расколу байкалид прослеживается далеко на север в пределы структур миогеосинклинального пояса. Например, в Бодайбинском синклинории размещаются Джегдокарский и Константиновский массивы биотитовых гранитов наиболее поздней фазы данного комплекса [1]. В пределах Северо-Байкальского вулканогенного шва также проявлен нижнепалеозойский комплекс кислых интрузий, именуемый даванским (Лобанов, 1964).

Витимканский комплекс, по П. М. Хренову (1957), сформирован в две фазы. К более древней фазе он относит гранодиориты, диориты и габбро, к более поздней — биотитовые граниты, адамиллиты и разнообразные по минералогическому составу породы жильной фации. Обычно это небольшие массивы и дайки, для которых характерен процесс ассимиляции боковых пород, что приводит к образованию гранодиоритов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов.

Витимканский комплекс, по данным Л. И. Салопа (1964) и З. К. Таевской (1961), представлен малыми и крупными интрузиями с резкими очертаниями по контакту и со сложным внутренним строением. Выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые граниты, граносиениты и щелочные сиениты, связанные между собой постепенными переходами; преобладающее значение в комплексе имеют граниты.

Если диастрофизм в конце нижнего палеозоя играл огромную роль в истории развития байкалид, то и магматизм этого этапа имел ведущее значение в металлогении всей Байкальской горной области, созданной на месте полицикличной геосинклинальной системы байкалид.

Металлогения позднего этапа развития байкалид обусловлена широким проявлением гидротермальной деятельности, скарнирования и грейзе-

[1] Вполне вероятно, что эти биотитовые граниты в ближайшее время будут включены в группу мезозойских образований.

низацией, в основном в зонах глубинных разломов всей складчатой области. Металлогения эвгеосинклинального пояса байкалид на позднем этапе развития в нижнем палеозое изучена коллективом геологов — В. П. Арсеньевым, С. С. Ивановым, Ц. О. Очировым, П. М. Хреновым (1964). Полезные ископаемые эвгеосинклинального пояса байкалид, связанные с витимканским и конкудеро-мамаканским комплексами, по данным этих исследователей, представлены золотом, молибденом, вольфрамом, оловом, ртутью, сурьмой и, возможно, никелем. Эти авторы выделяют Северо-Байкальскую, Муйскую, Намаминскую и Витимканскую металлогенические зоны, приуроченные к зонам разломов.

Северо-Байкальская металлогеническая зона располагается на западном фланге Байкало-Муйской активизированной зоны глубинных разломов. С гранитами витимканского комплекса в этой зоне связана молибденовая минерализация. Исследователи отмечают золотоносность кварцевых жил и сульфидных полиметаллических залежей. По нашему мнению, данная зона в пределах палеозойских межгорных впадин (Чарской и Верхне-Ангарской) перспективна на выявление ртути и низкотемпературной золоторудной минерализации (Малых, 1960). Большой интерес представляют также протяженные зоны сульфидной полиметаллической минерализации как возможные источники золота и кобальта в пределах гидротермально переработанных тектонических зон.

Муйская зона расположена на противоположном фланге дуги Байкало-Муйской активизированной зоны глубинных разломов, где в ее пределах имеются две межгорные палеозойские впадины — Янгудо-Мамаканская и Талоинская. В Янгудо-Мамаканской впадине известны проявления ртутной минерализации (Килянское месторождение), в настоящее время незаслуженно оставленные без внимания. Янгудо-Мамаканская впадина данной зоны также перспективна на золоторудную минерализацию балейского типа (Малых, 1960). Положение Янгудо-Мамаканской впадины на пересечении двух крупнейших зон разломов глубокого заложения, таких, как Байкало-Муйская и Урикский осевой разлом байкалид, требует особого внимания при изучении металлогении данной структуры.

Намаминская металлогеническая зона приурочена к глубинным разломам в области сочленения нижнепалеозойского Байкало-Витимского поднятия и остаточной геосинклинали и включает Намаминский грабен. Зоны разломов вмещают основные интрузивы икатского и бирамьинского и кислые интрузивы витимканского комплексов. Для данной металлогенической зоны в нижнем палеозое характерно проявление медно-свинцово-цинковой минерализации и золота в кварц-сульфидных жилах.

Витимканская металлогеническая зона прослеживается вдоль глубинных разломов внутри структуры остаточной геосинклинали, южнее Намаминской зоны. В ней, кроме нижнепалеозойских интрузий витимканского комплекса, развиты и мезозойские интрузии, вследствие чего трудно расчленить рудные комплексы данной зоны по возрасту.

В целом Витимканская металлогеническая зона несет разнообразный комплекс эндогенной минерализации, представленный золотом, полиметаллами, молибденом, вольфрамом, оловом, флюоритом и медью, присутствующими в скарновых, грейзеновых и гидротермальных месторождениях и рудопроявлениях. Ведущее полезное ископаемое — золото (Карафтитское, Кедровское и Троицкое месторождения).

В конце нижнего палеозоя байкалиды приобрели окончательную стабильность, и сформированная Байкальская горная область перешла в период платформенной стабилизации.

В условиях платформенного состояния тектонические швы, заложенные при геологическом развитии байкалид, претерпевали неоднократную активизацию в среднем и верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. Как известно, тектоническое развитие Байкальской горной области в кайнозое сопровождалось формированием впадин Байкальского типа, землетрясениями и образованием горячих источников.

Периоды активизации в платформенный этап существования структур миогеосинклинального пояса недостаточно изучены, не выделены интрузивные и свойственные им комплексы полезных ископаемых, хотя предпосылки к их выделению уже имеются. Так, на восточном фланге миогеосинклинального пояса в зоне сочленения складчатой области с Алданской платформой выделяются трещинные гранитные интрузии мезозойского алданского комплекса. Не исключена возможность выделения в пределах других структур этого же комплекса (например, таких, как Джегдокарский и Константиновский массивы Бодайбинского синклинория). Кадали-Бутунканский дайковый комплекс лампрофиров в этой структуре С. Д. Шер (1959) выделяет как мезозойский.

В пределах мощной зоны активизации Байкало-Муйских глубинных разломов конкудеро-мамаканский комплекс включал, по всей вероятности, и более молодые интрузивные тела (например, Сыннырский массив нефелиноносных сиенитов и мелкие массивы биотитовых гранитов). В структурах эвгеосинклинального пояса байкалид выделены молодые интрузивные комплексы (Хренов, 1957; Комаров 1960; Михно, 1960 и др.).

Изучение металлогении платформенного этапа развития Байкальской горной области — большая проблема, которую не представляется возможным осветить в настоящей статье.

ВЫВОДЫ

Байкальская горная область, образованная на месте геосинклинали байкалид, претерпела длительную историю развития и имеет специфические черты металлогении. Особенность развития данной геосинклинальной области — длительность развития от низов протерозоя до нижнего палеозоя включительно. Развитие геосинклинальной области произошло в два основных цикла при двухпоясовом строении геосинклинали. Для геосинклинали первого цикла характерно наличие геосинклинального шва, смещенного на борт геосинклинали и разделяющего байкалиды на миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный пояса.

Наличие шва с характерными для данных структурных элементов проявлениями вулканогенных пород спилит-кератофировой формации и проявление основного и ультраосновного магматизма муйского комплекса позволяют условно отнести раннюю геосинклиналь к типу А, по В. И. Смирнову (1962). Особенность этой геосинклинали — слабое проявление минеральных комплексов, свойственных раннему этапу развития этого типа геосинклинали и, наоборот, развитие мощных процессов интрузивной и вулканогенной деятельности на позднем этапе развития, приведших к образованию интрузий ирельского и витимского комплексов и вулканогенных пород (акитканская серия среднего протерозоя).

Второй геосинклинальный цикл развития близок к типу Д (по В. И. Смирнову, 1962). Геосинклиналь, сохранившаяся в пределах эвгеосинклинального пояса первого цикла, претерпела частичную инверсию по периферии и полное замыкание в центре (остаточной геосинклинали) без инверсии.

Магматизм раннего этапа развития был проявлен главным образом в геоантиклинальном обрамлении (довыренский комплекс) и слабо — в гео-

синклинали (икатский комплекс). Основная концентрация рудных компонентов (сульфиды никеля) приурочена к довыренскому комплексу.

Весьма интенсивно проявлен магматизм среднего этапа геосинклинали, и с ним не связаны какие-либо существенные скопления полезных ископаемых.

Поздняя стадия соответствует полному замыканию геосинклинальной системы байкалид в нижнем палеозое и характеризуется континентальным режимом, развитием интенсивной магматической деятельности и внедрением гипабиссальных малых интрузий. Внедрение этого комплекса происходило по зонам разломов и сопровождалось интенсивными гидротермальными процессами с образованием месторождений кварцевого, сульфидного и скарнового состава. Рудные комплексы позднего этапа в структурах миогеосинклинального пояса представлены золотом, полиметаллами, медью, кобальтом (?) и флюоритом, а в структурах эвгеосинклинального пояса, кроме полиметаллов, меди, золота, присутствуют олово, вольфрам и ртуть. Кроме рудных полезных ископаемых для миогеосинклинального пояса характерны крупные месторождения слюды (мусковита) в Мамско-Бодайбинском внутреннем прогибе.

Специфическая особенность Байкальской горной области — наличие скрытой зоны глубинных разломов по оси перегиба структур байкалид, именуемых нами Урикским осевым разломом, металлогения которого еще не изучена, но значение его в распределении эндогенной рудной минерализации, вероятно, весьма велико, так как именно в его пределах расположен уникальный золотоносный Бодайбинский синклинорий. Есть основания также высказать предположение о приуроченности к нему редкометального оруденения.

Для Байкальской складчатой области типоморфные металлы — золото, свинец, цинк, в меньшем количестве — олово, возможно — кобальт, а также слюда (мусковит). Подчиненное значение имеет никель. Металлогения редких и рассеянных элементов достаточно не изучена.

ЛИТЕРАТУРА

Арсеньев В. П., Иванов С. С., Очиров Ц. О., Хренов П. М. Основные черты металлогении Бурятии.— В кн.: Труды Второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.

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

Билибин Ю. А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов на территории СССР. Избранные труды, т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Богданов Ю. В. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Удоканского района.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Дзевановский Ю. К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита.— В кн.: Труды Междувед. совещ. по разработке унифициров. стратиграфич. схем Сибири (1956 г.). (Докембрий). Изд-во АН СССР, 1958.

Комаров Ю. В. Древнекиммерийский интрузивный комплекс бассейна р. Уды в Западном Забайкалье.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Кузнецов В. П. Корреляция докембрия Восточной Сибири.— Сов. геол., № 2, 1964.

Кульчицкий А. С. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья (Приольхонье).— Труды Иркутск. горно-металлург. ин-та, вып. 15, 1958.

Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. Изд-во «Недра», 1964.

Малых В. С. Новые данные о Байкальской зоне ртутной минерализации.— Бюлл. научно-техн. информ. (Мин-во геол. и охраны недр СССР), № 4, 1960.

Малых В. С. Некоторые черты металлогении центральной части Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 4 (31). Иркутск, 1962.

Малых В. С., Зуева Н. А., Корниенко З. М., Смыслова Н. А. Эндогенная минерализация Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 6 (27). Иркутск, 1960.

Михно Н. П. Интрузивные комплексы Средне-Витимской горной страны.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурят. АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1960.

Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири.— Труды Ин-та прикл. минерал. и металлургии, вып. 21, 1926.

Одинцов М. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири, т. 3. Изд-во АН СССР, 1958.

Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири.— Изв. Вост. фил. АН СССР, вып. 2, 1957.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, серия геол., № 31, 1948.

Падалка Г. Л. Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 41, 1960.

Погодин Ю. В. О закономерностях размещения медного оруденения юга Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Руднев В. П. Тектонические структуры центральной части Икатского хребта.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 1. Иркутск, 1957.

Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифициров. стратиграфич. схем Сибири (1956 г.). (Докембрий). Изд-во АН СССР, 1958а.

Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1958б.

Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960. Дискуссия.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Изд-во «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей.— Настоящий сборник.

Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии мамской кристаллической полосы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 1 (28). Иркутск, 1961.

Тихонов В. Л. К стратиграфии Средне-Витимской горной страны.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Восточной Сибири, вып. 1. Иркутск, 1957.

Тихонов В. Л. Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны.— В кн.: Труды I совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.

Тихонов В. Л. К тектонике Средне-Витимской горной страны.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., т. 14, вып. 4, 1959.

Файзуллин Р. М. Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. Изд-во «Недра», 1964.

Хренов П. М. Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы металлогении.— Материалы по изучению производительных сил Бурято-Монгольской АССР, вып. 3. Улан-Удэ, 1957.

Хренов П. М. Краткий очерк геологии и редкометального оруденения центральной части Икатского хребта.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол., вып. 10, 1959.

Хренов П. М., Рафиенко Н. И. К металлогении Северо-Западного Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол., вып. 1, 1960.

Шер С. Д. Жильные изверженные породы основного состава в бассейне р. Бодайбо и их соотношения с кварцевыми жилами.— В кн.: Труды ЦНИГРИ, вып. 4, 1959.

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОЙ С НИМ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА [1]

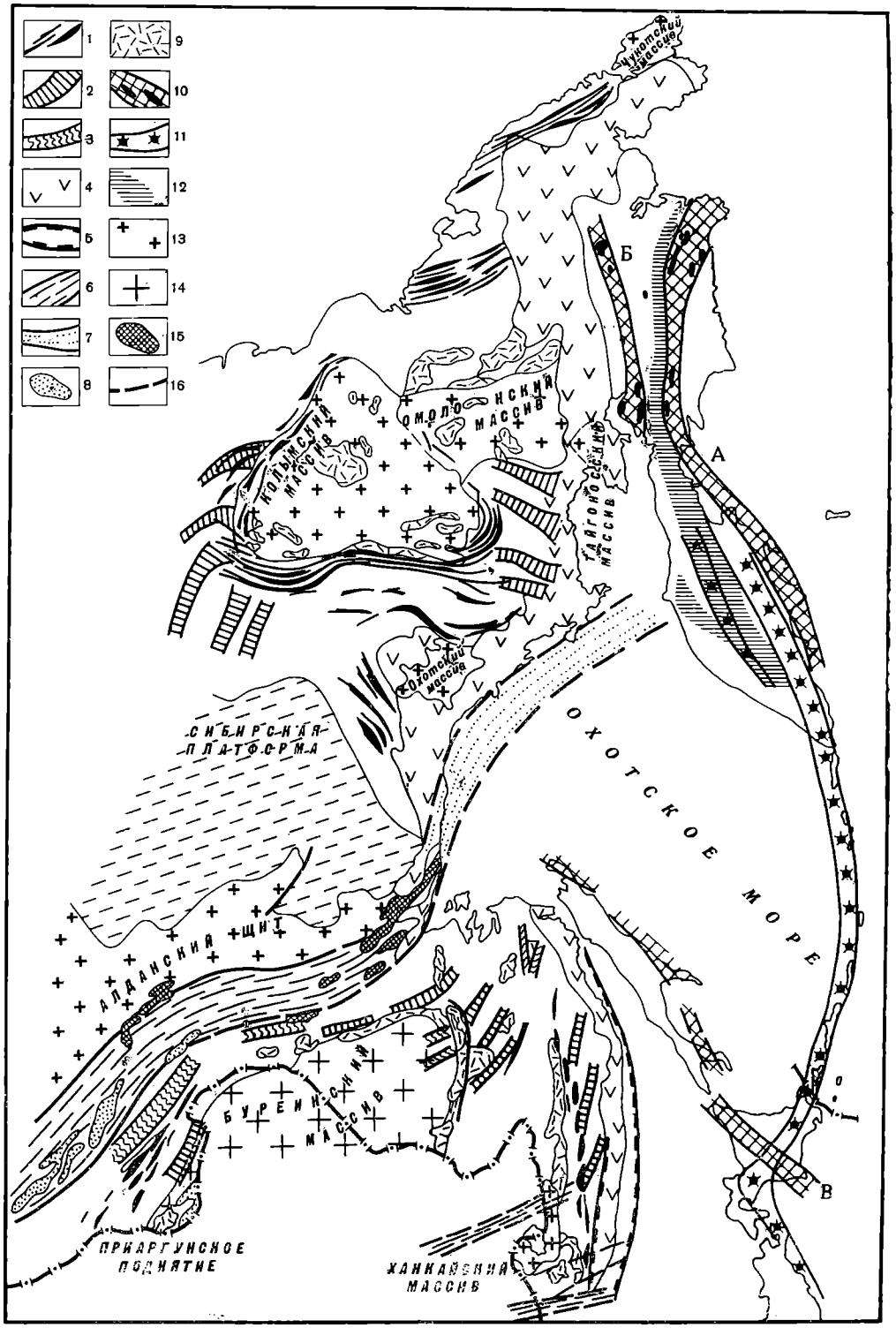
Первоначальные сведения о магматизме и некоторых особенностях металлогении отдельных регионов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП), включающей территорию Восточного Забайкалья, Дальнего Востока, Северо-Востока СССР, Сахалина и Камчатки, полученные преимущественно в процессе труднейших маршрутных исследований в конце XIX века и первой трети текущего века, можно найти в работах И. Д. Черского, В. А. Обручева, К. И. Богдановича, П. И. Полевого, В. Н. Зверева, А. Н. Заварицкого, С. В. Обручева и других исследователей.

Основополагающее значение для развития современных представлений о магматизме и металлогении Крайнего Востока СССР имели труды Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова. Особенно плодотворной оказалась известная концепция С. С. Смирнова (1946) о Тихоокеанском рудном поясе, на основании которой были впервые установлены общие металлогенические закономерности для огромной, планетарного масштаба, структуры, окаймляющей Тихий океан. За двадцатилетний период, истекший со времени опубликования ставшей ныне классической работы С. С. Смирнова (1946), большими коллективами геологов Якутского, Северо-Восточного, Читинского, Дальневосточного, Сахалинского и Камчатского геологических управлений и институтов Министерства геологии СССР и Академии наук СССР проведены широкие геолого-поисковые и геофизические исследования, которые внесли много нового в познание геологии, магматизма и металлогении Тихоокеанского подвижного пояса.

Одним из итогов настоящей коллективной работы явилось создание во ВСЕГЕИ геологической карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в масштабе 1 : 1 500 000 (редактор Л. И. Красный). Анализ этой карты и обширного материала, привлеченного для ее составления, позволил сделать ряд выводов об эволюции магматизма и некоторых закономерностях размещения связанной с ним эндогенной минерализации в пределах ТПП, являющихся предметом рассмотрения в данной статье [2].

[1] Расширенное изложение доклада на выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР в г. Хабаровске (15—17 сентября 1965 г.).

[2] В подготовке доклада, а затем статьи к печати и в обсуждении ее принимал участие старший научный сотрудник ВСЕГЕИ Д. С. Харкевич, замечания которого способствовали выяснению некоторых дискуссионных вопросов магматизма Тихоокеанского пояса.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
Чукотский массив
Б
А
Колымский массив
Омолонский массив
Дагонский массив
Охотский массив
Сибирская платформа
Охотское море
Алданский щит
Буреинский массив
Приаргунское поднятие
Ханкайский массив
В

Геофизические исследования Института физики Земли АН СССР (ИФЗ), Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Сахалинского комплексного научно-исследовательского института и других научных и производственных коллективов привели к выводу о существовании в области перехода от материка Азии к океану трех типов коры (в направлении от океана к континенту): 1) океанического, свойственного впадине Тихого океана; 2) переходного (с уменьшенной мощностью коры, в особенности гранитного слоя), типичного для области третичных и современных островных дуг и частично окраинных морей востока Азии, и 3) континентального с мощной (35—40 *км*) сиалической корой, свойственного материковым поясам мезозоид (Аверьянов и др., 1961; Фотиади, 1961; Косминская и др., 1963; Федотов, 1964 и др.).

Если исключить из рассмотрения область океанической впадины, то, в соответствии с этими типами коры, можно наметить в пределах мегаструктуры ТПП две магматические провинции: 1) Притихоокеанскую [1], связанную с островными дугами ограничения океанической впадины и окраинными морями (Беринговым, Охотским, Японским), и 2) Восточно-Азиатскую — материковую. Эти провинции коренным образом отличаются не только составом магматических продуктов, но и характером направленности всего магматического процесса.

Общая схема пространственного размещения слагающих эти провинции крупных геотектонических элементов показана на фиг. 1.

Фактический материал, характеризующий развитие магматизма и ассоциирующей минерализации северо-западной части ТПП на территории между Западным Забайкальем и Курило-Камчатским регионом, в схематизированном виде представлен на фиг. 2. На этой схеме сделана попытка отобразить взаимосвязь, с одной стороны, колебательных движений, выраженных через мощность отложившихся осадочных толщ, с другой — магматизма и ассоциирующей минерализации в отдельных регионах, по мере

[1] Ранее примененное одним из авторов (Иициксон, 1964а, б) обозначение Приохотская провинция целесообразно заменить названием Притихоокеанская, более точно соответствующим положению провинции.

Фиг. 1. Схема размещения магматических проявлений и минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с глубинными разломами (составил М. И. Иициксон)

Магматизм и минерализация мезозоид восточно-азиатского типа в связи с региональными разломами. Зоны развития магматизма инверсионной и позднеинверсионной стадий: *1* — батолитоподобные интрузии гранитоидов и дайковые формации андезито-дацитового (диоритового) состава в связи с региональными разломами (минерализация — Sn кварц-касситеритового типа, W, Au. Зоны развития магматизма стадии консолидации в связи с интрарегиональными разломами; *2*— сложнодифференцированные комплексы диоритов, кварцевых монцонитов, гранитов (минерализация — Sn сульфидно-касситеритового типа, Pb — Zn — Ag); *3* — дайковые комплексы диоритов, порфиритов, кварцевых диоритов гранодиоритов (минерализация — Au, Mo, Au — Hg — Sb).
Магматизм и минерализация в связи с мезозойской активизацией. Области самостоятельной активизации: *4* — Восточно-Азиатский вулканогенный пояс с развитием андезит-липаритовой формации «риолитовая линия» (минерализация — Sn сульфидно-касситеритового типа, Pb — Zn — Ag, Hg, Au — Ag эпитермальная, алюмокварциты); *5* — погранично-материковый глубинный разлом (гравитационная ступень); *6* — зоны развития анорогенных мезозойских интрузий гранит-гранодиоритовой формации, а также эффузивов преимущественно трахиандезитового состава в системе Станового глубинного разлома (минерализация — Au?, Mo?); *7* — предполагаемое продолжение Станового глубинного разлома; *8* — зоны наложенных впадин забайкальского типа с развитием андезит-липаритовой формации и щелочными базальтоидами (минерализация — CaF_2, Au эпитермального типа, Pb — Zn — Ag, Hg, Sb). Зоны сопряженной активизации: *9* — внутриматериковые интрузивно-вулканогенные зоны с развитием гранитной и андезит-липаритовой формации (минерализация— Sn, W, Mo, Hg, Sb).
Магматизм и минерализация в областях альпид приокеанического типа в связи с системой западно-тихоокеанского планетарного глубинного разлома: 10 — перидотитовые пояса: *А* — Восточно-Камчатская металлогеническая зона, *Б* — Пенжинская металлогеническая зона, *В*— зона Хидака (минерализация — Pt, Cr, Cu, Ni, Co); *11* — вулканические дуги: базальт-андезит-липаритовые формации — «андезитовая линия»; *12* — Центрально-Камчатская металлогеническая зона (минерализация — Cu, Mo, Hg, Pb, Zn, Ag, Sb, S). Остальные обозначения: *13* — области устойчивого воздымания в мезозое; *14*— то же, с интенсивным проявлением гранитизации в позднем палеозое и мезозое; *15* — массивы анортозитов в системе Станового разлома; *16* — крупные разрывные нарушения

движения с запада на восток. Анализ этой схемы четко показывает, что эволюция (точнее — направленность) магматизма и ассоциирующей минерализации геосинклинально-складчатых областей в пределах каждой из двух намеченных провинций существенно различна.

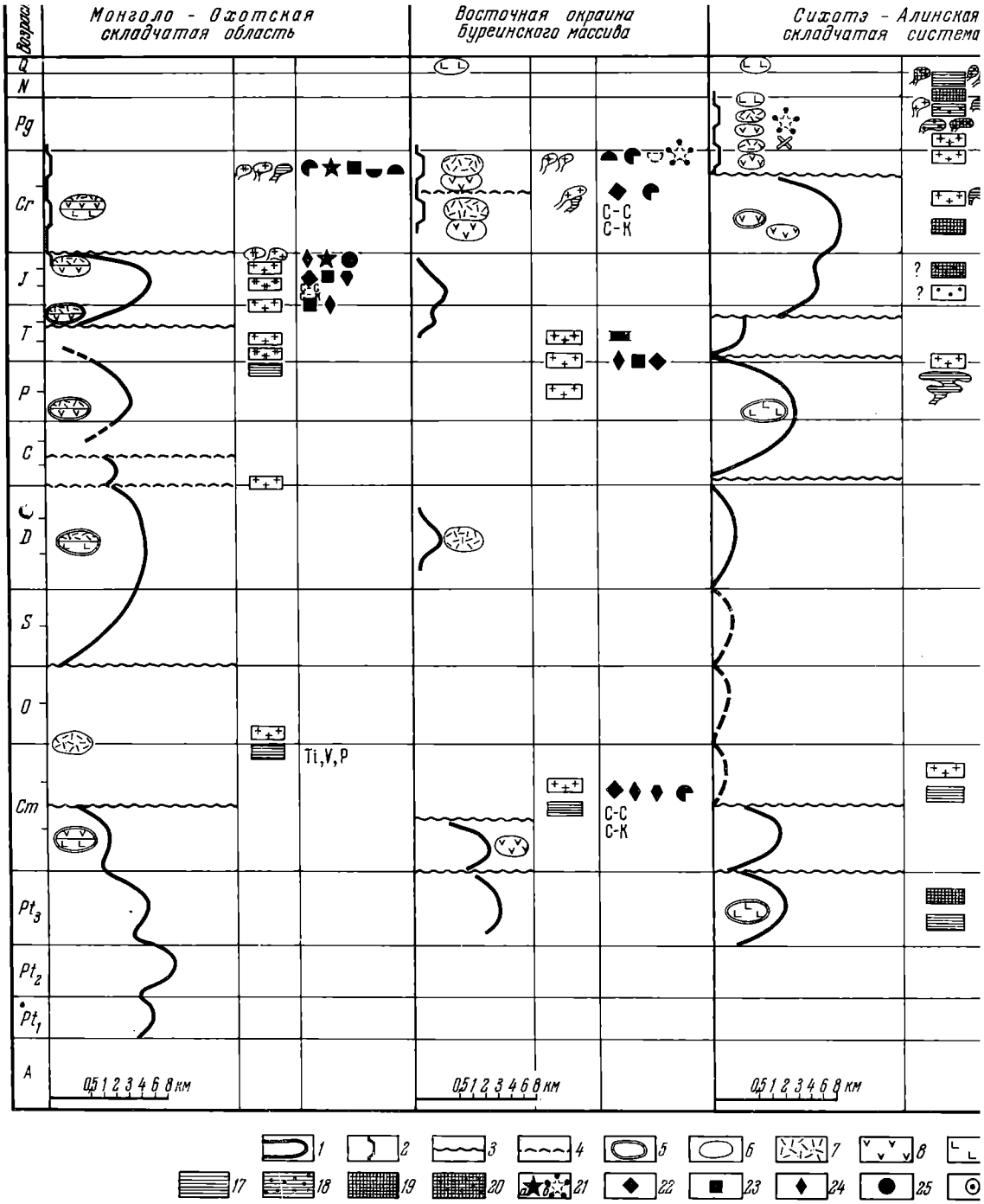
В геосинклинально-складчатых областях мезозоид Восточно-Азиатской материковой провинции начальные и ранние стадии их развития охватили значительный отрезок геологического времени. Начало и момент завершения этих стадий значительно разнятся в различных геосинклинальных областях и в целом продолжались от начала позднего палеозоя до середины юры (Монголо-Охотская область), границы юры и мела (Верхояно-Колымская область) и начала позднего мела (Сихотэ-Алинская область). В течение этого времени на фоне мало контрастных тектонических движений происходило относительно медленное пульсирующее погружение обширных геосинклинальных бассейнов.

В плавно погружавшихся интрагеосинклинальных прогибах интрузивный магматизм, более или менее синхронный осадконакоплению, проявлен слабо. Начальный магматизм имеет локальное и эпизодическое развитие. Как правило, отсутствуют ультрабазиты и иные образования офиолитовой формации. Вместо них распространены, и то в ослабленной форме, андезитовые порфириты, габбро и габбро-диабазы, сходные по составу и в общем синхронные траповой формации Сибирской платформы (пермь и триас Верхояно-Колымской и пермь Сихотэ-Алинской геосинклиналей). Частично эти образования формировались в наземных условиях.

Несколько особняком стоит Чукотская геосинклинальная система с отчетливыми признаками проявления офиолитовой формации (Лугов, 1962; Красный и др., 1963). Эта система служит как бы мостом, связывающим Верхояно-Колымскую геосинклинальную область с Западно-Кордильерской системой, в которой начальный магматизм проявлен весьма интенсивно, вплоть до формирования ультрабазитовых интрузий. Ю. М. Пущаровский предлагает называть подобный геосинклинальный тип развития мезозоид невадийским, противопоставляя его колымскому (Пущаровский, 1963).

Таким образом, ранние стадии развития прогибов геосинклинально-складчатых областей восточно-азиатского типа отмечены относительно слабым проявлением интрузивного магматизма и минерализации. Это касается непосредственно геосинклинальных прогибов (трогов). Что же происходит в это время в зонах сопредельных поднятий, питающих рыхлым материалом эти прогибы?

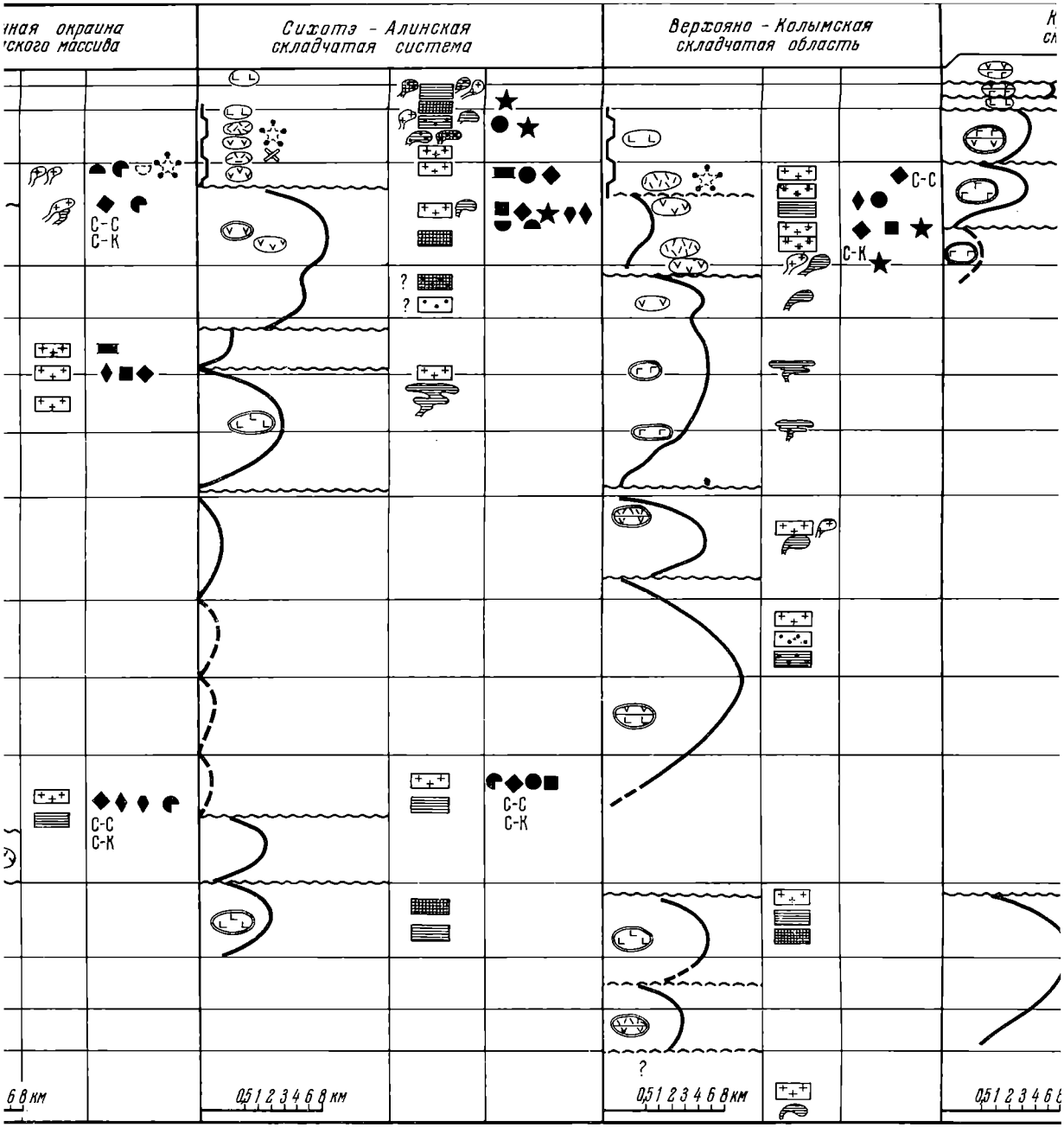
В последние годы появились и геологические, и подтверждающие их геофизические данные, проливающие свет на эту интереснейшую проблему петрологии и геотектоники. Исследования Г. В. Иициксон (1964) по Буреинскому массиву, Ю. Н. Размахнина (1963) и Р. Г. Кулинича — по Ханкайскому массиву показали, что синхронно с прогибанием и осадконакоплением в геосинклинальном троге в глубинных зонах сопредельных поднятий происходили интенсивные процессы трансформации осадочно-метаморфогенных толщ и древних магматических образований (Г. В. Иициксон, 1964). При этом формировались автохтонные и аллохтонные гранитоидные комплексы ультраметаморфогенного происхождения, которые соответствуют, по данным абсолютного возраста, времени накопления осадков в сопряженном геосинклинальном троге. При дальнейшем воздымании эти зоны ультраметаморфогенного магмообразования оказывались выведенными на поверхность и представляли собой обширные ареалы гранитизации в Буреинском, Ханкайском, а вероятно, и в других срединных массивах и межгеосинклинальных поднятиях ТПП.



Фиг. 2. Схемы связи колебательных движений, магматизма и минерализации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (составили М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров и Д. С. Харкевич)

Масштаб мощностей осадков условный: для отложений малых мощностей крупнее, для средних и больших мощностей мельче.

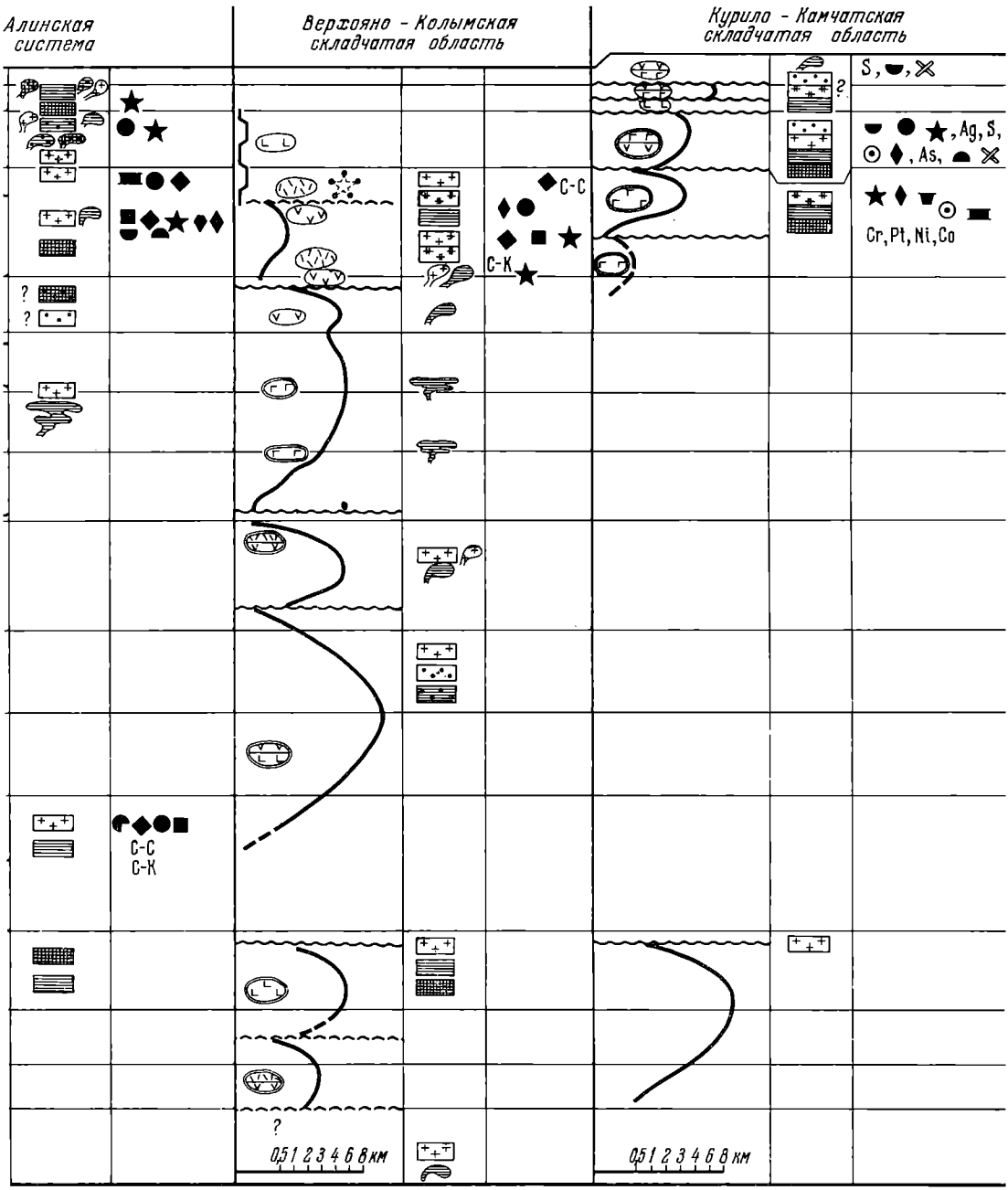
1 — мощность осадочно-вулканогенных толщ, отражающая важнейшие колебательные движения; *2* — тектоно-магматическая активизация консолидированных областей; *3* — несогласие, перерыв, фаза складчатости; *4* — то же, предполагаемые. Эффузивный магматизм: *5* — преимущественно подводные излияния;



матизма и минерализации в пределах
го пояса (составили М. И.Ициксон,
. Харкевич)

ений малых мощностей крупнее, для
остей мельче.

важнейшие колебательные движения; *2* —
ластей; *3* — несогласие, перерыв, фаза склад-
; *5* — преимущественно подводные излияния;
6 — наземные излияния, экструзии; *7* — *9* — состав пород (*7* — кислый, *8*
трузии: *10* — массивы; *11* —штоки, различные малые тела, дайки; *12* —межп
13 — щелочной; *14* — субщелочной; *15* — кислый; *16* — умеренно кислый;
щелочной; *19* — ультраосновной; *20* — ультраосновной-щелочной. Мине
месторождения, кроме эпитермальных, *6* — эпитермальные месторождения
катно-кварцевая группа, С—С— силикатносульфидная группа); *23* — во
полиметаллические руды; *26* — медь; *27* — ртуть; *28* — ртуть предпо лага
кие металлы; *31* — железо; *32* —флюорит; *33* — вторичные кварциты (алу
даны. Остальные месторождения металлов обозначаются индексами химиче



8 9 10 11 12 13 14 15 16

25 26 27 28 29 30 31 32 33 34

6 — наземные излияния, экструзии; *7* — *9* — состав пород (*7* — кислый, *8* — средний, *9* — основной). Интрузии: *10* — массивы; *11* — штоки, различные малые тела, дайки; *12* — межпластовые залежи. Состав пород: *13* — щелочной; *14* — субщелочной; *15* — кислый; *16* — умеренно кислый; *17* — основной; *18* — основной-щелочной; *19* — ультраосновной; *20* — ультраосновной-щелочной. Минерализация: *21* — золото (*а* — все месторождения, кроме эпитермальных, *б* — эпитермальные месторождения); *22* — олово (С — К — силикатно-кварцевая группа, С—С — силикатносульфидная группа); *23* — вольфрам; *24* — молибден; *25* — полиметаллические руды; *26* — медь; *27* — ртуть; *28* — ртуть предполагаемая; *29* — сурьма; *30* — редкие металлы; *31* — железо; *32* — флюорит; *33* — вторичные кварциты (алунит, пирофиллит); *34* — колчеданы. Остальные месторождения металлов обозначаются индексами химических элементов (Pt, Co, Cr, и др).

В период инверсии Восточно-Азиатских геосинклинальных систем господствовавшее ранее устойчивое погружение, нарушавшееся лишь колебательными движениями малой амплитуды, сменилось дифференцированными (контрастными) тектоническими движениями с общей тенденцией к воздыманию и резким возрастанием магматической активности.

Широко распространено представление о связи крупных гранитоидных интрузий непосредственно с процессом инверсии. В связи с этим следует отметить, что в Восточно-Азиатских системах магматизм этого рода проявлялся обычно несколько позже, так как в главной своей части он был связан с позднеинверсионными, иногда с послеинверсионными стадиями. Именно в эти стадии особенно активизировались региональные глубинные разломы или системы швов вдоль ограничений срединных массивов и центральных поднятий (Колымского массива, Буреинского, Центрально-Сихотэ-Алинского поднятий и др.). Эти швы отмечены протяженными цепями гранитных батолитов (колымских, центрально-сихотэ-алинских и др.) оловянно-редкометальной металлогенической специализации (Матвеенко, Шаталов, 1958; Устиев и др., 1963).

В Верхояно-Колымской складчатой области интрузиям гранитоидов предшествовало внедрение дайковых серий и вулканогенных формаций андезит-дацитового (диоритового) состава, с которыми пространственно ассоциирована главная золотоносность Северо-Востока СССР.

В Сихотэ-Алинской складчатой области (Фаворская и др., 1961) гранитным батолитам в некоторых особых структурах, связанных с ранней консолидацией, предшествовали интрузии гипербазитов или ультраосновных щелочных пород [Хунгарийский ультрабазитовый массив мелового возраста, Кокшаровский ультраосновной — щелочной массив юрского (??) возраста].

Таким образом, общая направленность магматического процесса в позднеинверсионную стадию развития мезозоид сводится к тому, что первоначально внедряются средние и отчасти основные магмы, эпизодически — ультраосновные и щелочные, затем следует главная резко господствующая фаза магматической деятельности, представленная батолитовыми интрузиями гранитов и лейкократовых гранитов.

Поздние стадии развития складчатых областей мезозоид, характеризующиеся возрастающей консолидацией, отмечены все большей дифференциацией тектонических движений. Эти движения расчленяют структуру на ряд взаимно перемещенных блоков, соприкасающихся по зонам интрарегиональных разломов. Эти разломы трассируются линейными цепочками гипабиссальных интрузий или центров вулканизма, косо секущих складчатую структуру, либо поперечных по отношению к ней (Нельгехе-Дербекинская, Балыгычан-Сугойская, Арму-Иманская и другие цепочки или зоны). В зависимости от геоструктурной позиции здесь намечаются два магматических комплекса, представляющих две петрохимические ветви, различные по своей металлогенической специализации (Иниксон и др., 1960).

1. В прогибах центральных частей складчатых областей развиваются сложнодифференцированные комплексы многофазных интрузий, колеблющихся по составу от диоритов и кварцевых монцонитов до гранитов. Петрохимически эта ветвь пород отличается повышенным содержанием калия и пересыщением глиноземом против средних типов. С кислыми дифференциатами этих серий тесно связана оловянная и частично оловянно-полиметаллическая минерализация сульфидно-касситеритовой и силикатно-касситеритовой оловоносных формаций крупного практического значения. Примеры: бачелазский (арму-иманский) комплекс на Сихотэ-Алине, мяочанский в Приамурье, кукульбейский (харалгинский) в Восточном Забайкалье и др.

2. В бортовых (периферических) частях складчатых областей и в пределах срединных массивов синхронный магматизм этой стадии представлен менее дифференцированными комплексами. По составу они колеблются от диоритовых порфиритов (диоритов) до плагиогранитов. Это малые трещинные интрузии, слагающие дайковые поля и штоки, а также экструзии. Петрохимически они резко отличаются от первой, оловоносной ветви господством натрия среди щелочей, а также заметно повышенным содержанием кальция и магния. Металлогеническая специализация второй ветви — золото, молибден, полиметаллические руды, в отдельных вариантах — золото, ртуть, сурьма. Примеры: нерчинско-заводский комплекс в Забайкалье, октябрьско-иораханский в Приамурье.

На концевых частях подобных интрузивных цепочек, наиболее глубоко вдающихся в раму складчатой области или срединные массивы, формируются дайки субщелочных пород — грорудитов, сельвсбергитов, с которыми ассоциирует редкометальная минерализация (Буреинский массив).

В противоположность Восточно-Азиатской провинции мезозоид динамика развития геосинклинально-складчатых поясов альпид Притихоокеанской провинции (Корякско-Камчатская складчатая область, Курилы, Сахалин) принципиально иная. Начальные и ранние стадии их развития (поздний мел) характеризуются высокой активностью и дифференцированностью тектонических движений. Начальный магматизм проявлен весьма интенсивно в образовании подводной вулканогенной спилит-диабазовой и интрузивных ультрабазитовой и ультрабазит-габбровой формаций (Богидаева, Матвеенко, 1960; Власов, Василевский, 1963).

Именно с этими стадиями связано формирование протяженного Западно-Тихоокеанского ультрабазитового пояса, прослеживающегося от островов Палау, через Филиппины и острова Японии, на Камчатку и Анадырь, общей длиной во многие тысячи километров.

Г. Г. Хесс (1952) считает этот (в главной своей части позднемеловой) пояс характернейшим элементом геосинклинали Нансей-Шото, которая, как он полагает, объединяет разрозненные блоки альпид, протягивающиеся от острова Хоккайдо до Гонконга. С ультрабазитами зарубежной части этого пояса связаны крупные месторождения железа, никеля и кобальта и промышленные месторождения хромитов, платины и платиноидов (Филиппины, о-в Тайвань, Япония). Это накладывает большие обязательства в деле выявления и оценки подобных рудных образований в пределах несомненно перспективного Корякско-Камчатского звена Западно-Тихоокеанского ультрабазитового пояса.

Дальнейшие стадии развития геосинклинально-складчатых областей Притихоокеанской провинции отмечены относительно слабым проявлением интрузивного магматизма с образованием некрупных диорит-гранодиоритовых и отчасти габбро-сиенитовых интрузий, по-видимому, дифференциатов базальтовых магм.

С конца олигоцена и в течение всего палеогена и неогена (в особенности в миоцене) происходило формирование эффузивных и субвулканических образований щелочно-известковой серии пород (базальт-андезит) и в очень ограниченной степени — наземной липаритовой формации. В плиоцен-четвертичное время произошло становление Камчатско-Курильской вулканической дуги, являющейся звеном так называемой андезитовой линии Тихого океана, которая по мнению некоторых исследователей предшествует образованию новой зарождающейся геосинклинали, приуроченной к обрамлению Тихоокеанской впадины.

По мере познания геологии ТПП все более четко вырисовывается огромное значение процессов геотектонической активизации, охвативших в

позднем мезозое обширные пространства Восточной Азии (Обручев, 1938; Синицын, 1948; Павловский, 1953; Чен Го-да, 1958; Масайтис, Старицкий, 1963 и др.). В Западном Забайкалье они начались раньше, по-видимому еще в поздней перми и триасе.

Процессы активизации на материке охватили области консолидированных к этому времени мезозоид, герцинид, байкалид, а также архейское ядро Сибирской глыбы. В зарубежной Азии весьма интенсивной мезозойской активизации подверглись обширные области Синийско-Корейской платформы (Хуан Цзи-цин, Чжан Вень-ю и др.). Имеющаяся, пока еще отрывочная, геофизическая информация показывает, что процессы эти имели глубинный характер и сопровождались существенной перестройкой земной коры, направленной главным образом в сторону редукции гранитного слоя (Андреев, 1963).

Основываясь на особенностях магматических проявлений и ассоциирующей с ними минерализации, а также на совокупности других геологических признаков, мы предлагаем классификацию главнейших типов тектоно-магматической активизации, показанную на схеме.

В основу выделения типов положено наличие или отсутствие связи с синхронно-развивающимися геосинклинально-складчатыми областями. По этому признаку выделено два вида активизации: 1) самостоятельный, не находящийся ни в какой временно́й и пространственной связи с движениями в сопредельных или более удаленных складчатых областях и протекающий вполне независимо от них; активизацию этого рода надо рассматривать в качестве особой формы геотектонических движений, которые отображают специфические процессы глубинного развития тектоносферы весьма обширного притихоокеанского сегмента Земли; 2) сопряженный тип активизации, имеющий более локальный характер; он тесно связан с развитием конкретной складчатой области; активизация этого рода проявляется в пределах консолидированной окраины или в срединных массивах складчатой области, либо, чаще, в пределах ее рамы, отображая синхронно протекающие движения в самой складчатой области [1].

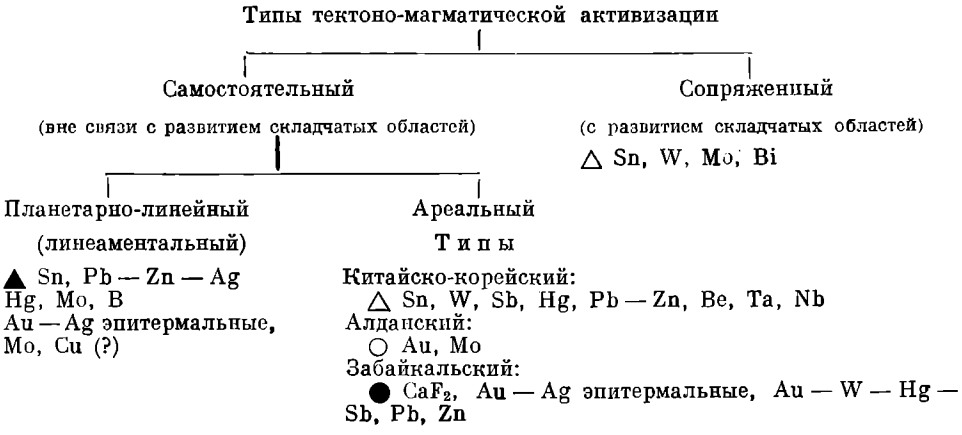
Самостоятельная активизация может быть подразделена на два типа: планетарно-линейный, четко ориентированный в пространстве в соответствии с контролирующими его планетарными глубинными разломами, и ареальный. Последний охватывает обширные территории, подчас с разнородной структурой. Ареальный тип активизации подразделяется на несколько подтипов (китайско-корейский, алданский, забайкальский), отличающихся характером магматизма и особенностями металлогении.

Приведем примеры лишь нескольких из перечисленных классификационных подразделений, непосредственно относящихся к рассматриваемой территории. Наиболее яркий пример планетарно-линейной активизации — формирование в позднем мезозое окраинно-материкового Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Этот пояс прослеживается вдоль побережья Азиатского материка более чем на 8000 *км* от Чукотки до Северного Вьетнама, слагая так называемую риолитовую (точнее — андезит-риолитовую) линию Тихого океана (Устиев, 1959; Иициксон, 1964а).

Схема истолкования геотектонической позиции Восточно-Азиатского вулканогенного пояса с учетом геофизических данных была предложена одним из авторов (Иициксон, 1964а). Согласно схеме этот пояс, как и расположенный восточнее пояс андезитовой линии, ограничивает с разных сторон, вдоль систем глубинных разломов, весьма мобильный Промежуточный (Буферный) блок перестраивающейся мозаичной коры. Этот блок

[1] М. И. Иициксон (1964а) предложил назвать два намеченных вида активизации суверенным и сателлитовым.

Схема классификации типов тектоно-магматической активизации



Состав наиболее типичных магматических проявлений: △ — кислый, ▲ — кислый, умеренно-кислый и средний; ○ — щелочной; ● — основной-щелочной

отделяет Тихоокеанскую «платформу» с корой океанического типа от материковой области мезозоид Азии, имеющей в своей основе кору континентального типа. Андезитовая линия отмечает восточный, приокеанический край Промежуточного блока, риолитовая линия (Восточно-Азиатский вулканогенный пояс) трассирует западное приконтинентальное ограничение блока вдоль его границы с мощной корой континентального типа.

На территории СССР располагаются два крупных звена Восточно-Азиатского вулканогенного пояса — Охотско-Чукотское (Охотско-Чаунское — по С. В. Обручеву, 1938) и Сихотэ-Алинское.

Заложение Охотско-Чукотского звена относится к раннему мелу или к концу поздней юры, Сихотэ-Алинского — ко второй половине мела. При более детальном рассмотрении Охотско-Чукотское звено общей протяженностью около 3000 *км* обнаруживает сложное строение. Оно может быть расчленено на четыре связанных между собой отрезка (колена), расположенных под углом друг к другу, по-видимому в соответствии с северо-восточной и близширотной системами разломов фундамента, намеченных В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым (1958) [1]. Субширотные (отчасти запад-северо-западные) колена представлены Анадырским и Ольским отрезками, северо-восточные — Гыданским и Джугджурским. За исключением Анадырского и отчасти Джугджурского эти отрезки — отчетливо секущие относительно направления складчатой структуры подстилающего слоистого геосинклинально-складчатого комплекса.

Восточно-Азиатский вулканогенный пояс в своей геотектонической сущности обнаруживает двойственную природу. Этот пояс в целом, на протяжении от Чукотки до Северного Вьетнама, имеет отчетливо наложенное положение, обусловленное его приуроченностью к планетарному Восточно-Азиатскому окраинно-материковому разлому, активизированному в позднем мезозое, т. е. связь вулканогенного пояса с процессами самостоятельной активизации не вызывает сомнений.

Однако по характеру проявления магматизма и особенностям металлогении отдельные звенья вулканогенного пояса обнаруживают большое сходство с образованиями поздних стадий развития складчатых областей.

[1] Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) предполагают, что Охотско-Чукотское звено слагается отдельными дугами (Южно-Чукотской, Эвенкской и Ульинской), а не состоит из прямолинейных отрезков, причленяющихся под углом друг к другу.

Это сходство особенно резко выражено в тех звеньях вулканогенного пояса, которые близки по направлению к структурам фундамента и где вулканогенные образования без большого разрыва во времени как бы наращивают разрез подстилающего слоистого покрова складчатой области (Сихотэ-Алинское звено, Анадырский отрезок Охотско-Чукотского звена).

Согласно исследованиям Ю. А. Билибина, С. В. Обручева (1938), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958), Л. А. Сняткова (Л. А. Снятков, Б. А. Снятков, 1958), Е. К. Устиева (1959), В. Ф. Белого (1963), ранняя стадия развития Охотско-Чукотского звена вулканогенного пояса характеризуется продуктами преимущественно андезитового состава. Затем следует формирование интрузивного комплекса охотских гранитоидов, которым предшествуют мелкие интрузии габброидов, диоритов и кварцевых диоритов.

Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского звена, растянувшаяся на весь поздний мел, отличается более высокой дифференциацией продуктов магматизма. Излияния и экструзии здесь следуют от андезитов через дациты и липариты к щелочным липаритам. С этой, поздней вулканической стадией, как и с ранней, ассоциирует интрузивный комплекс гипабиссальных и субвулканических образований преимущественно гранитного состава (омсукчанский комплекс).

В палеогене широкое распространение получили покровные излияния базальтов и андезит-базальтов (очень локально — липаритов).

Сходная в общем последовательность развития пород от андезитов (реже — андезит-базальтов) до липаритов и щелочных липаритов свойственна и Сихотэ-Алинскому звену вулканогенного пояса, как это следует из работ М. А. Фаворской (1956), И. И. Берсенева с соавторами (1965), Е. В. Быковской с соавторами (1963). Однако здесь ранняя андезитовая стадия проявлена неизмеримо слабее.

Попытки подсчитать объем материала, изверженного в процессе вулканической деятельности, дают величины, свидетельствующие о колоссальной мощи процессов позднемезозойской активизации, приведших к созданию Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (учитывались лишь объемы пород, сохранившихся от эрозии): Охотско-Чукотский вулканоген — 900 000 куб. *км* (подсчеты Г. Н. Чертовских), Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген — 80 000 куб. *км* (подсчеты Р. И. Соколова и А. П. Мошкиной) [1].

Учитывая излияния Южно-Корейского и особенно Южно-Китайского звеньев вулканогена, а также объем эродированных пород, можно говорить о миллионах кубических километров магматического материала, извергнутого на поверхность в течение относительно непродолжительного времени.

К этому же планетарно-линейному типу активизации следует отнести и протяженную (более 1000 *км*) цепь анорогенных крупных гранитоидных массивов так называемого удского комплекса (Красный, 1960). Эта цепь располагается в пределах протерозойского обрамления Алданского щита на значительном удалении от складчатой области мезозоид (Красный и др., 1963). Время образования этой цепи позднемезозойских массивов отвечает периоду интенсивной активизации крупнейшего глубинного разлома (Станового линеамента), трассирующего на значительном отрезке геологической истории южное ограничение Сибирской глыбы.

Процессы ареальной активизации отличаются большим разнообразием магматических проявлений и имеют большое металлогеническое значение. Здесь нет необходимости характеризовать Китайско-Корейский подтип ареальной активизации с существенно кислым гранитоидным магматиз-

[1] Из работы Л. И. Красного (1964).

мом и мощной оловянной, вольфрамовой свинцово-цинковой, сурьмяной, ртутной и другими типами минерализации. То же можно сказать и об Алданском подтипе, но он отличается щелочным магматизмом и значительными концентрациями золота.

Непосредственно в рамках северо-западной части ТПП, рассматриваемого в этой статье, достаточно полно представлен лишь Забайкальский подтип. Активизация этого рода отмечена образованием в мезозое, главным образом в позднем, протяженных цепей наложенных, грабенообразных впадин, которые выполнены наземными осадочными образованиями, перемежающимися с излияниями андезитовой, риолитовой и, реже, базальтовой формаций (Флоренсов, 1960; Щеглов, 1962; Комаров, Хренов, 1963 и др.). Разломы, ограничивающие эти впадины, а также разломы в фундаменте впадин контролируют размещение специфического, пестрого по составу комплекса пород из семейства щелочных базальтов и субщелочных гранитоидов (лимбургиты, трахидолериты, эссекситы, эссекситовые диабазы, шошониты, сиениты и др.). Они залегают в виде силлов, лакколитов, даек, потоков и т. п.

А. Д. Щеглов (1962) генетически связывает с этим комплексом флюоритовую, эпитермальную золотую и низкотемпературную золото-фербери-киноварную минерализацию. В этой ассоциации известны также полиметаллическое оруденение и некоторые типы редкометального. Едва ли ареал распространения этого типа магматизма и минерализации ограничивается территорией Забайкалья и Верхнего Приамурья. Необходимо изучить наложенные впадины, связанные с сопряженной активизацией, и в других районах Тихоокеанского пояса. Так, в Южном Приморье заслуживают изучения Артемовская и сопредельные с ней впадины, где уже известны мало изученные признаки щелочного магматизма (лейцитсодержащие и иные щелочные и субщелочные породы). Надо проанализировать и некоторые впадины Северо-Востока СССР, в особенности те из них, где известны проявления щелочных пород или базальтоидов повышенной щелочности.

Проявления сопряженной активизации также имеют важное значение. Они характеризуются специфическим магматизмом и металлогенией. С сопряженной активизацией связано образование ряда вулканогенных зон или выполненных осадочно-вулканогенными образованиями прогибов, расположенных на периферии складчатых областей или, чаще, на окраинах срединных массивов — Буреинского, Колымского и др. Примеры таких вулканогенных зон: Хингано-Баджальская, Огоджа-Умлеканская, Уяндинско-Ясачненская и др. (Иициксон, Красный, Матвеенко, 1963). Фации малых субвулканических интрузий и даек среднего и кислого состава, тесно связанные во времени и пространстве с вулканогенными образованиями этих зон, имеют важное значение для локализации оловянного, полиметаллического, ртутного и золотого оруденения.

В изучении особенностей «активизационного» магматизма сделаны лишь первые шаги. Исследования по этой проблеме могут иметь существенное практическое приложение для научно обоснованного направления поисков ценнейшего минерального сырья.

Своеобразие геотектонического развития мезозоид Восточно-Азиатской провинции предопределило и ряд характерных общих особенностей магматизма. Наибольшее значение имел тот факт, очевидный из предыдущего изложения, что формирование интрузий в Восточно-Азиатской провинции мезозоид происходило главным образом в связи с позднеинверсионными и послеорогенными (поздними) стадиями развития геосинклинально-складчатых областей, а также в весьма существенной степени в связи с процессами активизации разнородных структурных элементов различной

геотектонической природы. Подобный геотектонический режим обусловил обстановку, при которой становление и локализация интрузий происходили в консолидированных структурах в условиях растяжения и раскрытия систем разломов различной глубины. Таким образом, общей особенностью обстановки к моменту внедрения магматического расплава была высокая степень проницаемости среды. Это дало возможность магме достигнуть высоких уровней коры и кристаллизоваться на умеренных и главным образом небольших глубинах или достигнуть поверхности, образуя экструзии и излияния.

Следовательно, характерными чертами магматического (как, впрочем, и металлогенического) развития мезозоид Восточно-Азиатской провинции являются: 1) малая глубинность процессов, происходивших в условиях резкого падения давления; 2) выполнение магматическими образованиями при их внедрении более или менее открытых или неоднократно приоткрывавшихся тектонически подготовленных полостей повышенной проницаемости; 3) переплетение в пространстве и времени интрузий с экструзиями и наземными вулканогенными образованиями с образованием тесно связанных комагматичных интрузивно-вулканогенных рядов.

Физико-химические особенности становления интрузий на малых глубинах, путем заполнения более или менее открытых полостей в условиях резкого падения давления, предопределили еще две важные черты мезозойского магматизма:

1) незначительную роль ассимиляции приконтактовых вмещающих пород и слабое проявление процессов гибридизма на уровнях, доступных наблюдению в современном эрозионном срезе; подобные явления, по-видимому, играли важную роль в более глубоких зонах коры, отвечающих области очагов формирования магм и ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой или более глубинных фаций метаморфизма;

2) эпизодическое проявление пегматитового процесса, в общем более слабое, чем в иных магматических провинциях, близкой петрохимической и металлогенической направленности.

Каждая из рассматриваемых двух контрастных провинций ТПП характеризуется также специфическими особенностями геохимии и различными металлогеническими ассоциациями. Последние впервые были намечены С. С. Смирновым (1946) в известной работе о Тихоокеанском рудном поясе, где им было обосновано существование внешней, существенно оловянной зоны и внутренней, существенно медной.

На основе дальнейших исследований определились более полные списки металлогенически важных элементов (т. е. элементов, концентрирующихся в виде месторождений, имеющих практическое значение), характерных для каждой провинции.

Для Восточно-Азиатской провинции (ВАП) типичны концентрации олова, вольфрама, золота, фтора и других элементов.

Для Притихоокеанской провинции (ПП) с учетом сопредельных зарубежных территорий характерны крупные эндогенные концентрации меди, серебра, серы (самородной), бария, золота (в ассоциации с серебром) и месторождения хрома, кобальта, никеля, ванадия и других металлов.

Ртуть, сурьма, свинец, цинк, молибден в равной мере характерны для обеих провинций.

Одним из авторов (Ициксон, 1964б) была предпринята попытка сравнительного рассмотрения некоторых особенностей геохимии металлогенных ассоциаций каждой из провинций. В связи с этим было рассмотрено, как химические элементы, входящие в состав каждой ассоциации, распределяются в периодической системе. На круговой менделеевской таблице, построенной по способу Ю. А. Билибина (1959), отчетливо видно, что

элементы, дающие рудные концентрации в Притихоокеанской провинции (ПП), располагаются главным образом в нижнем и в левом — сидерофильном и халькофильном — секторах таблицы. Элементы, дающие рудные концентрации в Восточно-Азиатской провинции (ВАП), в главной части (за исключением олова и золота) занимают правый литофильный сектор таблицы. Отчетливо видна также тенденция к концентрации в ВАП элементов с относительно большими атомными объемами, а в ПП — с относительно меньшими атомными объемами.

Приуроченность к Восточно-Азиатской провинции металлогенных элементов с большими атомными объемами приводит к мысли о связи их с областями меньших давлений, т. е. с менее глубинными (прикоровыми) уровнями Земли.

А. Е. Ферсман (1928), А. П. Виноградов (1959), Р. Дели (Daly, 1943) и другие исследователи (петрологи, геофизики и геохимики) убедительно обосновывают близость состава метеоритов (хондритов) среднему составу мантии. Поэтому представилось важным определить отношение кларков элементов, дающих рудные концентрации в сравниваемых провинциях, к средним содержаниям тех же элементов в хондритах, т. е. в мантии[1]. Этот параметр, характеризующий степень увеличения или уменьшения содержания данного элемента против его среднего содержания в мантии, назван нами коэффициентом концентрации. Произведенные расчеты показали, что ассоциации металлогенных элементов, свойственных каждой из провинции, резко различаются по этому параметру.

В ВАП коэффициент концентрации больше единицы. Иными словами, в Восточно-Азиатской провинции мезозоид происходит концентрация свойственных ей металлогенных элементов по сравнению с их средним содержанием в мантии.

В ПП рассматриваемые отношения малы и коэффициент концентрации колеблется от единицы (медь, серебро) до сотых и тысячных долей. Следовательно, здесь в противоположность ВАП чаще происходит рассеяние металлогенных элементов по сравнению с их содержанием в мантии.

Из этой схемы следует также, что отношение кларков металлогенных химических элементов ВАП к средним содержаниям тех же элементов в хондритах (мантии) устойчиво коррелируется с аналогичными отношениями осадочных пород, а также кислых изверженных пород. Исходя из этого, можно допустить, что рудные концентрации в ВАП причинно связаны с распределением (точнее — перераспределением) металлов в гранитно-осадочной оболочке коры. Это хорошо увязывается с данными о распределении металлогенных элементов по величине атомных объемов.

Подводя итог рассмотрению закономерностей эволюции магматизма и связанной с ним минерализации в двух намеченных контрастных магматических провинциях ТПП, можно сделать следующий вывод: Притихоокеанская (приокеаническая) провинция, с одной стороны, и Восточно-Азиатская (континентальная) провинция, с другой,— представляют два принципиально различных типа и два глубинных уровня развития тектонических процессов, магматизма и металлогении, обусловленные различным характером развития их тектоносферы (коры и верхней мантии) в пределах единой общей мегаструктуры Тихоокеанского пояса.

Восточно-Азиатская (континентальная) провинция — характерная геосинклинально-складчатая область мезозоид, заложившаяся первоначально в условиях преобладающего сжатия на континентальной сиалической

[1] Средние содержания в породах и хондритах взяты из таблиц А. П. Виноградова (1962).

коре. В своем развитии они не проходили стадию островных дуг. По особенностям магматизма, первоисточники которого связаны с относительно неглубокими зонами и процессами ультраметаморфического петрогенезиса, Восточно-Азиатская провинция должна быть обозначена как возрожденная, где глубинные процессы тесно переплетаются с развитием коры и ее гранито-осадочной оболочки. По преобладающему составу магматических продуктов ее следует отнести к провинциям сиалического (риолитового) профиля.

Притихоокеанская провинция — геосинклинально-складчатая область альпид, заложившихся первоначально в условиях растяжения, главным образом на коре промежуточного, отчасти океанического типа, и прошедших в своем развитии стадию островных дуг. По характеру магматизма, имеющего весьма глубинные источники (основание коры и верхнюю мантию), ее можно назвать провинцией ортомагматизма в основном симатического (андезит-базальтового) профиля.

Вопрос о взаимосвязи двух указанных провинций и характере их взаимного перехода весьма сложен и нуждается в дальнейшей разработке.

Как было отмечено, рассматриваемые провинции имеют в своей глубинной структуре существенные различия, обусловленные различным строением коры и верхней мантии. При этом крупные блоки тектоносферы, отвечающие каждой провинции, отделены друг от друга системами глубинных разломов. Несмотря на это, обе провинции все же неразрывно и теснейшим образом взаимосвязаны в своем развитии. В пространстве эта связь осуществляется через переходную окраинно-материковую зону со сложной мозаичной корой, где блоки коры океанического и промежуточного типов чередуются с блоками континентальной коры, а участки океанической коры глубоко вдаются в континентальную кору (Строение земной коры..., 1964).

Наблюдается непрерывное и относительно плавное смещение во времени и пространстве все более молодых тектоно-магматических процессов в направлении от континента к Тихоокеанской впадине, в частности — от раннемезозойских движений и магматизма в Западном Забайкалье, позднемеловых — в Приморье, к весьма активным палеогеновым и неогеновым в Курило-Камчатском регионе. В том же направлении, т. е. от континента к океану, намечается устойчивое и закономерное нарастание основности магматических продуктов, что давно уже обратило на себя внимание С. С. Смирнова (1946). Подобный характер взаимосвязи двух намеченных провинций, несмотря на четкие их различия, позволяет рассматривать эти провинции как элементы единой планетарной структуры.

В свете этих фактов едва ли можно согласиться с концепцией В. К. Чайковского (1956), М. М. Константинова (1959), Б. А. Петрушевского (1964) и других исследователей, которые склонны ограничивать пределы Тихоокеанского пояса лишь непосредственно примыкающей к океану зоной третичной складчатости, не включая сюда обширную и металлогенически исключительно важную область мезозоид Азиатского континента. Имеющиеся фактические данные заставляют считать более справедливыми первоначальные представления С. С. Смирнова (1946), включавшего в рамки Тихоокеанского рудного пояса как мезозоиды континента, так и альпиды внутренней зоны, тяготеющей к Тихоокеанской впадине.

Особенности магматизма и минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса позволяют сделать следующие выводы:

1. В пределах рассматриваемой территории проявлено несколько металлогенических эпох (протерозойская, рифейская, мезозойская и кайнозойская). Важнейшее значение для Восточно-Азиатской провинции имеют мезозойская и отчасти раннепалеозойская (позднебайкальская) эпохи,

а для Притихоокеанской провинции — кайнозойская. При этом золото и в некоторой степени олово — «сквозные» элементы, проходящие через несколько металлогенических эпох.

2. Намечается общая тенденция геосинклинально-складчатых областей ТПП к направленному развитию в соответствии с общими представлениями Ю. А. Билибина (1948). Однако в каждой из рассматриваемых провинций характер направленности существенно различен. Область ВАП с резко ослабленной металлогенией ранних этапов и интенсивным развитием средних и в особенности поздних этапов отвечает (по Ю. А. Билибину) Восточно-Азиатскому типу металлогенического развития.

В некоторых областях ВАП (Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской) направленное развитие мезозоид осложнено также наличием самостоятельной, как считают Н. А. Беляевский (1956), М. И. Иициксон, С. А. Музылев (1963), А. М. Смирнов (1963) и другие исследователи, позднебайкальской (ранний палеозой) металлогенической эпохи, в течение которой сформировались месторождения флюорита, олова, вольфрама, мышьяка, редких элементов. Указанной минерализации предшествовало образование малоинтенсивных проявлений титаномагнетитов, платины и асбеста.

Таким образом, применительно к геосинклинально-складчатым областям ВАП более правильно было бы говорить о сложном полициклично (бициклично) направленном развитии.

Особенности металлогении областей Притихоокеанской провинции весьма своеобразны. В целом все же можно усмотреть черты сходства с уральским типом металлогенического развития по Ю. А. Билибину, характеризующимся проявлением металлогении начальных и ранних этапов при резко ослабленном проявлении рудоносности средних и поздних этапов (Власов, Василевский, 1963).

Характерная особенность развития мезозоид ВАП — мощное проявление процессов тектоно-магматической активизации, сопровождаемых интенсивной металлогенией олова, золота, полиметаллических руд, флюорита и др. (Щеглов, 1962; Нагибина, 1963; Тихомиров с соавторами, 1964).

Формирование месторождений ВАП в условиях относительно поздних стадий развития складчатых областей и тектоно-магматической активизации, т. е. в условиях далеко зашедшей или завершенной консолидации структур, предопределило ведущее значение разрывных нарушений в размещении рудных зон, рудных полей и месторождений.

Отсюда важнейшей особенностью металлогении ВАП является линейное размещение рудных полей и месторождений, группирующихся в протяженные линейные металлогенические зоны, приуроченные к системам рудоконтролирующих (нередко также магмовыводящих) разломов либо согласных с генеральным направлением складчатых структур, либо пересекающих их под тем или иным углом.

Формирование в ВАП большинства месторождений на малых глубинах или в близповерхностных условиях, в консолидированных структурах, нарушенных разломами, т. е. в зонах высокой проницаемости и быстрого падения давления, обусловило ряд особенностей эндогенного оруденения.

Наиболее существенны из этих особенностей: значительный общий размах оруденения по вертикали, наличие участков богатых и весьма богатых руд под местными экранами и, что особо важно, многоярусность оруденения, обусловленная существованием глубоких ярусов со слепыми рудными телами, непосредственно не проявляющимися на поверхности.

Из изложенного материала, характеризующего особенности двух сравниваемых провинций северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, можно сделать некоторые выводы, имеющие непосредственное значение для направления поисков.

Как уже указывалось, каждая из двух намеченных провинций северо-западной части ТПП характеризуется специфической металлогенической и геохимической ассоциацией, намеченной в общих чертах С. С. Смирновым (1946), в самом общем виде — серебро-медной для Притихоокеанской провинции и оловянной (золото-оловянной) для Восточно-Азиатской провинции. Первая ассоциация, «купрофильная», связана с корой, в которой редуцированы как общая мощность (раздел М располагается на глубине 30—35 *км*), так и в особенности ее гранитный слой. «Станнофильная» ассоциация Восточно-Азиатской провинции связана в целом с континентальной сиалической корой (раздел М на глубине 35—40 *км*), которая отличается мощным гранитно-осадочным слоем.

Исследования глубинного строения Восточно-Азиатской провинции установили гетерогенность ее коры. В ВАП в пределах общего контура континентальной коры были обнаружены зоны пониженной ее мощности или с заметно уменьшенным гранитным слоем. Эти зоны, в сущности, по своему глубинному строению оказались очень близкими к коре Притихоокеанской провинции. Наличие участков «аномального» глубинного строения создает объективные предпосылки для открытия в пределах материковой Восточно-Азиатской провинции мезозоид среди «аномальных» структур важной группы типично «притихоокеанских» месторождений, пока еще здесь не выявленных или должным образом еще не оцененных. В первую очередь речь должна идти о группе медных, медно-полиметаллических с тем или иным содержанием золота и серебра, молибденово-медных и формационно родственных им типов месторождений, столь ярко представленных в зарубежных провинциях Тихоокеанского пояса (Япония, Западные штаты США и др.). В какой-то мере это касается в эпитермальных золото-серебряных месторождений.

Характер глубинного строения ВАП позволяет наметить здесь два типа структур, которые могут оказаться наиболее благоприятными для локализации указанной группы минерального сырья. Сюда в первую очередь относятся: 1) структуры Восточно-Азиатского вулканогенного окраинно-материкового пояса («риолитовая линия» Тихого океана), в частности — его Охотско-Чукотское и Сихотэ-Алинское звенья; 2) структуры наложенных впадин Забайкальского подтипа, возникших в процессе ареальной тектоно-магматической активизации.

Структуры Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, приуроченные к переходной зоне от континента к океану, занимают особое положение. Как уже указывалось, здесь располагается обширная зона мозаичной коры, слагающая особый блок, названный Переходным (Иниксон, 1964а). Предполагается, что кора в этом Переходном блоке находится в стадии интенсивной перестройки при общей тенденции к базификации. При этом участки коры промежуточного или океанического типа далеко проникают в область континентальной коры. Такой своеобразный характер глубинной структуры позволяет ставить вопрос о наличии здесь особой, третьей магматической и металлогенической субпровинции, совмещающей черты Восточно-Азиатской и Притихоокеанской провинций, но вместе с тем имеющей в целом самостоятельные специфические черты.

Пространственно эта переходная магматическая и металлогеническая субпровинция сопряжена с упоминавшейся зоной Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканогенного пояса или риолитовой (андезит-риолитовой) линией Тихого океана. Сложный состав магматических образований пояса (от андезитов до кислых и щелочных липаритов) отражает своеобразный промежуточный характер коры и верхней мантии этой области. В сочетании с близповерхностными условиями локализации магматических образований это создает благоприятные условия для формирова-

ния группы близповерхностных месторождений (медных, медно-полиметаллических, нередко золотоносных, молибденовых и молибденово-медных прожилково-вкрапленного типа, эпитермальных золоторудных, золото-серебряных, ртутных) и комплекса минерального сырья, связанного с формацией вторичных кварцитов (алунит, пирофиллит, диаспор и др.).

Самостоятельное значение Охотско-Чукотского звена намечаемой субпровинции давно уже было отмечено С. В. Обручевым (1938) и более полно обосновано в последние годы Ф. Р. Апельциным (1957), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым (1958), Е. К. Устиевым (1959), Н. П. Аникеевым, И. Е. Драбкиным, Б. Н. Ерофеевым, С. Ф. Луговым (1965), а Сихотэ-Алинского звена — М. А. Фаворской с соавторами (1961), И. И. Берсеневым с соавторами (1965), М. И. Иициксоном, Л. И. Красным, В. Т. Матвеенко (1963).

Структуры наложенных впадин Забайкальского подтипа, как одна из форм проявления мезозойской активизации, в последние годы привлекают к себе все большее внимание. Их исследованию посвящены интересные работы Н. А. Флоренсова (1960), А. Д. Щеглова (1962), Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1963), Г. Л. Падалки (1964) и других исследователей. По данным геофизики, в этих структурах на относительно небольших глубинах от поверхности залегают тяжелые массы, интерпретируемые как базальты (Андреев, 1963). Отсюда следует, что в процессе активизации под наложенными впадинами поверхность базальтового слоя (поверхность Конрада) поднимается, что, видимо, обусловлено местной базификацией континентальной коры. Этот процесс изменения коры сказывается на особенностях эндогенной металлогении депрессионных структур, что в какой-то степени сближает ее с металлогенией Притихоокеанской провинции, в особенности металлогенией некоторых рудных районов Западных штатов США. Согласно исследованиям А. Д. Щеглова, Г. Л. Падалки, а также П. А. Строна (1960), для этого типа структур характерен комплекс флюоритовых, ртутных, сурьмяных, вольфрамовых месторождений, нередко сопровождаемых мышьяковой минерализацией (самородный мышьяк, аурипигмент и реальгар). Известны и полиметаллические проявления. Установлены своеобразные месторождения ферберит-киноварь-антимонитовой или шеелит-киноварь-антимонитовой формации с золотом. В этой ассоциации в Притихоокеанской провинции известны золоторудные и золото-серебряные месторождения, а также полиметаллические и медные. Поиски их в материковой части Азии в пределах впадин забайкальского типа имеют прочное геолого-геофизическое обоснование.

Анализ данных по магматизму, отображенных на новой карте ТПП, а также материалов, использованных при ее составлении, в совокупности с результатами геологических и региональных геофизических исследований, выполненных в последние годы, позволяет наметить ряд кардинальных проблем петрологии и отчасти металлогении, которые должны быть решены в ближайшие годы. К числу этих проблем относятся:

1. Зависимость особенностей и состава магматических образований от характера глубинного строения провинции. Разработка в связи с этим принципов магматического и металлогенического районирования не только на базе состава магматических продуктов, но и на основе объективных геофизических данных о глубинном строении и физических свойствах пород.

2. Петрохимические типы пород ТПП и их размещение во времени и пространстве. Исследование должно вестись на основе учета и обработки с помощью счетно-решающих устройств имеющегося огромного аналитического материала по петрохимии и геохимии. Это даст возможность проследить петрохимическую эволюцию магм в процессе исторического развития ТПП и наметить корреляционные связи между петрохимией по-

род, типом тектонических структур, глубинным строением коры и минерализацией.

3. Типы магматизма в связи с процессами самостоятельной и сопряженной активизации и металлогеническое значение этих процессов. Магматизм, как критерий глубинных явлений перестройки коры, определяющих тот или иной тип активизации.

4. Связь магматизма с глубинными разломами; магмоконтролирующая роль глубинных разломов — планетарных, региональных и более мелких; их отображение в геофизических полях и их тектоно-физические особенности в связи с различной направленностью магматического процесса в провинциях разного рода и на различных стадиях их развития.

5. Принципы металлогенической и геохимической специализации магматических образований в провинциях разного рода и критерии специализации, историческая эволюция этих критериев на примере областей полициклического магматизма.

6. Проблема генезиса магматических образований ТПП. Глубинные зоны магматизма; связь магматизма с метаморфическими процессами и их породообразующая роль; баланс вещества, миграция металлогенных компонентов и возможность их мобилизации, роль этого процесса в формировании оруденения.

7. В более далеком плане должно быть поставлено широкое сравнительное исследование петрологии и петрохимии Атлантического и Тихоокеанского сегментов планеты. Разработка этой проблемы должна дать ответы на вопросы, уже многие десятилетия волнующие умы геологов и петрологов: существует ли все же Атлантическая и Тихоокеанская магматические мегапровинции и в чем их различия, получает ли подтверждение на примере магматизма и в какой форме гениальное предвидение академика В. И. Вернадского (1942) о дисимметрии нашей планеты и особом типе развития Тихоокеанского ее сегмента?

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1961.

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 85, 1963.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Ерофеев Б. Н., Лугов С. Ф. Основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканического пояса.— Материалы Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Апельцин Ф. Р. Перспективы золотоносности мезо-кайнозойских толщ вулканогенных образований в районах Северо-Востока СССР.— Труды Всес. н.-и. ин-та золота и редких металлов, геология, вып. 25, 1957.

Белый В. Ф. К вопросу развития Восточно-Азиатского вулканического пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья (Центральный и Южный Сихотэ-Алинь с прилегающими территориями).— Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, геол. и полезн. ископ., вып. 1, 1956.

Берсенев И. И., Быковская Е. В., Коренбаум В. С., Романова Р. И., Соколов Р. И. Вулканогенная порфировая формация Сихотэ-Алиня и связанная с ней минералогения.— Материалы Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

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

Билибин Ю. А. Об одном способе изображения менделеевской таблицы. Избранные труды, т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— Труды ВНИИ-1, разд. 2, вып. 59, 1960.

Быковская Е. В., Потапова З. П., Соколов Р. И. История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1942.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1959.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, № 7, 1962.

Власов Г. М., Василевский М. М. Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.

Ициксон Г. В. Связь гранитизации в межгеосинклинальных поднятиях с движениями в геосинклинальных прогибах (на примере Буренинского массива).— Геол. и геофиз., № 3, 1964.

Ициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геол., № 1, 1964а.

Ициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвидных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геол., № 11, 1964б.

Ициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1960.

Ициксон М. И., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1963.

Ициксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 85, 1963.

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

Константинов М. М. К металлогении Тихоокеанского пояса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1959.

Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1963.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей.— Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 3, 1960.

Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР.— В кн.: Складчатые области Евразии. Изд-во «Наука», 1964.

Красный Л. И., Кропоткин П. И., Воларович Г. П. Основные черты Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 85, 1963.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

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

Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии.— В кн.: Академику В. А. Обручеву, т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторож., № 6, 1964.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.

Пущаровский Ю. М. Некоторые особенности тектоники северной части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Размахнин Ю. Н. О герцинской и киммерийской гранитизации в северной части Ханкайского массива.— Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 17, 1963.
Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Гостоптехиздат, 1958.
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
Строна П. А. О некоторых закономерностях в распределении флюоритовых месторождений в южной части Восточного Забайкалья.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 4, 1960.
Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомирова И. Н., Казицын Ю. В., Харкевич Д. С., Панов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. В., Розинов М. И., Александров Г. В., Шатков Г. А., Соловьев Н. С. Интрузивные комплексы Забайкалья. Изд-во «Недра», 1964.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., № 3, 1959.
Устиев Е. К., Шаталов Е. Т., Власов Г. М., Красный Л. И., Руб М. Г., Фаворская М. А., Шталь Н. В. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Изд-во АН СССР, 1956.
Фаворская М. А., Руб М. Г., Китай В. А., Изох Э. П., Гапеева Г. М., Преображенская Г. К. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Изд-во АН СССР, 1961.
Федотов С. А. О глубинном строении Курило-Камчатской островной дуги. Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. кн. изд-во, 1964.
Ферсман А. Е. К химическому составу Земли и метеоритов.— Докл. АН СССР, 1928.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., вып. 19, 1960.
Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 10, 1961.
Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. ИЛ, 1952.
Чайковский В. К. Новые данные о Тихоокеанском поясе.— Сов. геол., сб. 50, 1956.
Чен Го-да. Катазиатский тип платформенной активизации.— Кюсюэ Тунбао, № 9, 1958 (на кит. яз.).
Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.
Daly R. A. Meteorites and an earth-model.— Geol. soc. Amer. Bull., v. 54, N 3, 1943.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

В. Б. Черницын

К ИСТОРИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Северный Кавказ — часть одной из геосинклинальных систем Средиземноморского геосинклинального пояса — расположен к северу от водораздельного гребня Главного Кавказского хребта и включает его гористый склон и предгорные равнины. На данной территории сохранились комплексы геологических пород, формировавшиеся в течение нескольких тектоно-магматических этапов, что позволяет достаточно уверенно расшифровывать металлогеническую историю этой полицикличной геосинклинали.

Вопросы металлогении Северного Кавказа рассмотрены в работах Г. Д. Ажгирея, М. С. Баклакова, Л. А. Варданянца, В. Г. Грушевого, А. Д. Ершова, Г. М. Ефремова, Г. М. Заридзе, А. Г. Кобилева, И. Г. Кузнецова, Е. В. Кузнецовой, П. И. Лебедева, Л. Н. Пламеневского, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнова, С. П. Соловьева, И. Д. Стороженко, Г. А. Твалчрелидзе, Л. П. Харчука и других геологов. Выяснены общие черты металлогенической истории региона, определены металлогенические эпохи со свойственным им оруденением, установлена рудная специализация некоторых магматических комплексов, намечены основные металлогенические зоны. В последние годы коллектив геологов, при участии автора, Г. И. Баранова Л. К. Ушаковой, Д. А. Апостолова, О. И. Герцовского и других, на значительной части территории Северного Кавказа провел детальные металлогенические исследования, которые позволяют более подробно рассмотреть историю формирования месторождений полезных ископаемых с учетом неоднородности тектонического строения этого региона в различные геологические периоды.

Сведения о закономерностях формирования и размещения месторождений полезных ископаемых наиболее удобно излагать в исторической последовательности. При этом отчетливо проявляется различие минерагении как отдельных металлогенических эпох и стадий, так и разнотипных секторов геосинклинальной области. В соответствии с представлениями Л. А. Варданянца (1931, 1933), Г. А. Твалчрелидзе (1957) и В. И. Смирнова (1960), мы считаем, что в истории рудообразования Северного Кавказа могут быть выделены каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская металлогенические эпохи.

КАЛЕДОНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Развитие наиболее древней кавказской геосинклинали происходило от нижнего протерозоя до силура включительно, поэтому применяемый нами термин «каледонская эпоха» несколько не соответствует одноименному геологическому циклу. Под этим термином подразумевается период форми-

рования полезных ископаемых, связанных с эволюцией древнейшей докембрийской — нижнепалеозойской геосинклинали. Учитывая особенности, присущие наиболее ранним геосинклинальным циклам (Хаин, 1964), а также значительный метаморфизм древних толщ, в истории кавказской каледонской геосинклинали трудно выделить отдельные этапы. Возможно, развитие докембрийской — нижнепалеозойской геосинклинали Кавказа ограничилось начальной стадией, так как здесь неизвестны ни калиевые граниты, свойственные средним стадиям, ни более поздние малые интрузивы. На основании имеющегося материала нельзя выделить в каледонской геосинклинали различные тектонические секторы. По мнению П. Д. Гамкрелидзе (1957), ее расчленение отчетливо проявилось только в конце каледонского цикла, когда осевая часть Большого Кавказа — Главный хребет приобрела ясно выраженные геоантиклинальные черты. По этим причинам история металлогении каледонской эпохи рассматривается в обычном геохронологическом порядке для всей территории в целом.

Докембрий. Допалеозойская металлогения Северного Кавказа практически не изучена, как не изучены и основные черты геологического развития региона в этот период. Определенно можно говорить лишь о том, что в этот период на всей территории накапливались осадочные и осадочно-эффузивные толщи, представленные кристаллическими сланцами и амфиболитами. А. П. Герасимов (1935), И. Г. Кузнецов (1946), Е. А. Снежко (1962) и другие геологи считают их докембрийскими, Д. С. Кизевальтер (1960) и В. А. Мельников (1962) датируют часть метаморфической толщи нижним и даже средним палеозоем.

В осевой части Большого Кавказа, в так называемой зоне Главного хребта, согласно исследованиям Е. А. Снежко (1965), среди древних пород выделяются две серии: зеленчукская, представленная породами альбит-эпидот-амфиболовой фации, и лабинская, метаморфизованная в условиях фации зеленых сланцев. Породы зеленчукской серии возникли при метаморфизме глинистых и песчанистых осадков, вулканогенных образований основного состава и других первично-магматических образований. Среди них сейчас неизвестны сингенетичные толще рудные образования. Некоторый интерес в металлогеническом отношении представляют графитизированные, обычно заохренные кристаллические сланцы в верховьях р. Баксан, содержащие рассеянные кристаллы сульфидов железа, иногда цинка и меди. Остается неясным генезис находящейся здесь же линзы метаморфических сланцев, обогащенных темноцветными минералами и густой вкрапленностью сфалерита и галенита (Азау).

Породы лабинской серии располагаются по южной периферии зоны Главного хребта. Среди них чаще, чем в зеленчукской серии, встречаются вулканогенные образования, а также карбонатные и конгломератовидные породы. В. А. Мельников (1962), М. Л. Сомин (1965) и некоторые другие геологи высказывают мнение о среднепалеозойском возрасте этих толщ. В рассматриваемых метаморфических породах встречаются крупные пиритизированные зоны (верховья рек Санчаро и Лаштрак). Из-за слабой изученности этого района нельзя еще говорить о сингенетичности толщи и упомянутых зон, однако установление первично-эффузивного характера вмещающих пород делает это предположение вероятным.

Древние слюдяные, гранат-слюдяные сланцы и амфиболовые породы известны и в Передовом хребте в междуречье Малой и Большой Лабы, а также в верховьях рек Малка и Хасаут. Хасаутский разрез включает мощную (более 1000 *м*) толщу эффузивов спилит-кератофировой формации: эпидиабазов, порфиритов, лавобрекчий и измененных кислых пород (Кизевальтер, 1960). Здесь же известны гипабиссальные тела плагиогранит-порфиров, эпидиабазов, незначительные пиритизированные зоны и

многочисленные, возможно парагенетически связанные с плагиогранит-порфирами, золотоносные кварцевые жилы.

По-видимому, уже в конце докембрия — начале нижнего палеозоя в кавказской геосинклинали произошла некоторая дифференциация бассейна и в нем обозначились области погружений и поднятий. К первым можно отнести Хасаутский прогиб, расположенный в северной части геосинклинали. Возможно, что и область Передового хребта была погружена по сравнению с устойчивыми территориями Главного хребта, Бечасынской (разделявшей прогибы Передового хребта и Хасаутский) и Кисловодской зонами. Устойчивые зоны в дальнейшем имели сиалический профиль развития.

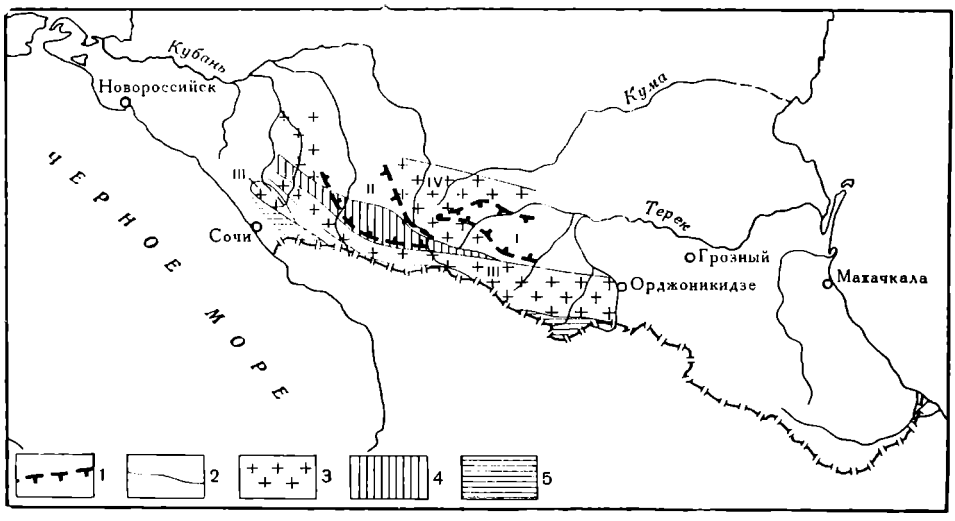
Древнейшее на Северном Кавказе оруденение, представленное медно-колчеданной формацией и формацией золотоносных кварцевых жил, характерных для доскладчатой стадии геосинклиналей, может быть парагенетически связано с эффузивными образованиями спилит-кератофировой формации и комагматичными (?) с ними плагиогранит-порфирами. Золотое оруденение Северо-Западного Кавказа Г. Д. Афанасьев (1958) предположительно связывает с производными древних натровых гранитов.

Нижний — средний палеозой. В предсилурийское (предордовикское?) время в каледонской геосинклинали Кавказа произошли интенсивные тектонические движения, зафиксированные несогласием между упомянутыми выше метаморфическими образованиями и силурийскими (ордовикскими?) терригенными породами. Эта тектоническая фаза не сопровождалась магматизмом и формированием эндогенных месторождений, что не позволяет рассматривать ее как складчатую стадию каледонской геосинклинали. Возможно, что тектонические движения данного периода происходили в одну из обычных для доскладчатых стадий фаз тектогенеза (Билибин, 1955).

Силурийские (ордовикские?) песчаники, филлиты, известняки могут быть отнесены к верхней терригенной и карбонатной формациям. Они охарактеризованы фаунистически и, по-видимому, формировались в условиях остаточного геосинклинального Хасаутского прогиба. Нижне-среднепалеозойские карбонатно-терригенные отложения Хасаутской зоны, возможно, являются верхним членом набора формаций, характерных для доскладчатой стадии развития каледонской геосинклинали Северного Кавказа.

В силурийских отложениях не найдены полезные ископаемые, однако не исключено, что в их базальных горизонтах накапливалось золото, которое могло поступать из пород древних спилит-кератофировой и плагиогранитной формаций и их рудных производных. Возможно, источником современных золотоносных россыпей в бассейне р. Малка служат силурийские образования.

Для нижнепалеозойской истории Большого Кавказа характерно проявление магматических процессов, причем подавляющее число известных интрузивных образований этого времени — производные базальтоидной магмы. К нижнепалеозойским, по мнению Г. Д. Афанасьева (1958), следует отнести серпентиниты Беденского массива, с которым связаны проявления хромитового оруденения. Несколько позже становления ультраосновных пород (в верхнем силуре — нижнем-среднем девоне) образовались массивы плагиогранитов; наиболее крупные из них (в бассейнах рек Уллу-Хурзук, Муху, Белая и др.) располагаются вблизи Пшекиш-Тырныаузской мобильной зоны, которая, по мнению Е. Е. Милановского (1962), заложилась именно в тот период. Плагиограниты также являются дифференциатами базальтоидной магмы и сформировались в раннюю стадию развития каледонской геосинклинали Кавказа (Смирнов и др., 1964).



Фиг. 1. Схема металлогенического районирования центральной части Северного Кавказа для каледонской и герцинской эпох

Каледонская металлогеническая эпоха: *1* — эвгеосинклинальные прогибы с возможным доскладчатым оруденением [*I* — Хасаутский, *II* — Передовой хребет (гипотетический)]. *Герцинская металлогеническая эпоха*: *2* — металлогенические зоны герцинского возраста; *3* — геоантиклинальные зоны с интенсивным гранитным магматизмом (*III* — Главного хребта с оруденением складчатой стадии, *IV* — Бечасынская и Кисловодская с постскладчатым оруденением — свинец, цинк); *4* — эвгеосинклинальный прогиб Передового хребта с медноколчеданным оруденением; *5* — геосинклинальный прогиб Южного склона с возможным эндогенным доскладчатым и экзогенным послескладчатым оруденением

Значительные рудные месторождения, связанные с плагиогранитами, на Северном Кавказе не установлены. Поскольку специфические акцессории каледонских гранитоидов представлены ортитом и апатитом (Афанасьев, 1958; Плошко, 1965), можно предполагать, что с ними имеют генетическое родство ортитоносные редкометальные пегматиты Блыби. С каледонским магматизмом, по-видимому, связаны и Марконидзские апатитовые проявления, расположенные в зоне контакта гранитоидов и серпентинитов, а также кварц-шеелитовые и кварц-молибденитовые жилы бассейна р. Блыбь.

Таким образом, зарождение наиболее ранней геосинклинали Кавказа началось в докембрии. Признаки ее дифференциации отмечаются перед кембрием и в нижнем палеозое. Эвгеосинклинальным трогом являлась в этот период Хасаутская субширотная зона (фиг. 1). Не исключена возможность существования подобной структуры и в пределах Передового хребта. Для каледонской геосинклинали не устанавливаются признаки общей инверсии тектонических движений, хотя некоторые участки территории (Бечасынская зона) уже к силурийскому времени превратились в устойчивые поднятия. Значительная тектоническая фаза в начале нижнего палеозоя не сопровождалась внедрением калиевых гранитов. Некоторая консолидация территории в конце цикла произошла при становлении ультраосновных и плагиогранитных массивов. Относительно ограниченные масштабы магматических процессов, а также последующий интенсивный метаморфизм толщ явились причиной незначительного распространения древних каледонских месторождений.

Временную консолидацию территории иногда рассматривают также как среднюю, соскладчатую стадию (Твалчрелидзе, 1957; Азизбеков и др., 1964), и в истории каледонской геосинклинали выделяют раннюю и среднюю стадии, что характерно для геосинклиналей, не обладающих развитым гранитным слоем (Смирнов, 1962).

ГЕРЦИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Геологические образования герцинского возраста представлены на Северном Кавказе широким набором магматических, осадочных и рудных формаций, характерных для всех трех стадий развития геосинклинали — доскладчатой, складчатой и послескладчатой, которые проявились в период от среднего девона до триаса включительно. В пределах рассматриваемого региона нижнедевонские осадки не обнаружены; по-видимому, в это время здесь преобладали положительные движения, завершившие каледонский этап развития.

В герцинское время сохраняется и более резко очерчивается план тектонического строения, заложенный в позднекаледонский период. По данным В. Е. Хаина (1949), В. И. Славина (1958), Г. Д. Ажгирея (1960б), В. А. Мельникова (1962) и других геологов, в той части Северного Кавказа, где на поверхности обнажаются среднепалеозойские породы, для начала герцинского цикла можно выделить следующие тектонические зоны: Южного склона, Главного хребта, Передового хребта, Бечасынскую, Хасаутскую и Кисловодскую (фиг. 1).

Вследствие неоднородности строения субстрата, на котором заложилась герцинская геосинклиналь, процессы, характерные для отдельных стадий геосинклинального развития, проявлялись не повсеместно, а лишь в определенных зонах, поэтому формации, характерные для доскладчатой, складчатой и послескладчатой стадий, на Северном Кавказе пространственно разобщены.

Доскладчатая стадия герцинской металлогенической эпохи соответствует времени средний девон — нижний карбон, когда происходило погружение территории и накопление в прогибах мощных осадочно-эффузивных толщ. Эвгеосинклинальным прогибом является зона Передового хребта. Осадконакопление в этот период, возможно, происходило на более широкой площади, но признаки эффузивной деятельности вне этой зоны пока не обнаружены. Типичные доскладчатые образования, по данным Е. А. Снежко, представлены в Передовом хребте семикилометровой толщей, разделяющейся на три комплекса: нижний — сланцевый, средний — вулканогенный и верхний — карбонатно-терригенный.

Породы сланцевого комплекса (бахмуткинская свита по Е. А. Снежко) обнажаются в бассейнах рек Уруп, Большая и Малая Лаба и Кубань. Они представлены темными филлитовидными сланцами, в которых встречаются прослои метаморфизованных песчаников и конгломератов, а в нижней части — и субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов и фельзитов. К нижнему комплексу, по-видимому, следует отнести и артыкчатскую свиту (Круть и др., 1963; Круть, 1965), обнажающуюся в бассейне Малка. Филлитовидные сланцы бахмуткинской свиты, как и тела дацитовых и других порфиритов, вмещают кварцевые жилы с золотом (бассейн р. Уруп) — наиболее ранние представители герцинского эндогенного оруденения. В филлитовидных сланцах локализованы жильные рудопроявления никеля (бассейны рек Малая и Большая Лаба, балки Большой Андрюк, Грушевая и др.), возраст которых не установлен.

Среднедевонский вулканогенно-осадочный комплекс имеет важное металлогеническое значение, так как к нему приурочены основные медно-

колчеданные месторождения Северного Кавказа. Нижняя часть комплекса мощностью около 4 *км* сложена породами спилит-кератофировой формации, верхняя — вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями. Нижняя часть спилит-кератофировой (карачаевской) серии — кизилкольская свита — обнажена на южном склоне хр. Дженту, по рекам Большая Лаба, Уруп, Марух, а в восточной части Передового хребта слагает полосу, протягивающуюся от р. Теберда до р. Баксан; мощность свиты по р. Худес 1800 *м*. Кизилкольская свита сложена диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, андезитами и кварцевыми альбитофирами. Осадочные породы редки и представлены кремнисто-гематитовыми сланцами и известняками. В нижней части свиты преобладают лавы основного и среднего состава, в верхней части — различные по кислотности породы, чередующиеся с пирокластами. Метаморфизм свиты различен на западе и востоке Передового хребта. На этом основании Е. А. Снежко (1962) выделяет высокометаморфизованную урупскую и слабоизмененную карачаевскую «формации». Характерны два типа разреза кизилкольской свиты: с преобладанием лав основного и среднего состава (Худес) и с широким развитием в верхах разреза кислых лав (Уруп).

Изложенные представления о стратиграфической последовательности и сопоставляемости эффузивных толщ основаны на представлении о едином, девонском возрасте вулканогенов Худесского, Урупского и Бескесского районов. Эти представления подтверждаются результатами детального картирования Передового хребта (Кропачев, 1962 и др.), новыми фаунистическими находками В. А. Мельникова (1962), В. В. Пермякова и В. Ф. Поветкина в перекрывающих эффузивы джентинских известняках, считавшихся ранее кембрийскими, а также фаунистическими определениями девонского возраста карачаевской серии (Круть и др., 1963; Снежко и др., 1965) в бассейне р. Кубань.

Существует и другая точка зрения на возраст эффузивных толщ, базирующаяся на стратиграфической схеме В. Н. Робинсона (1946, 1948), согласно которой джентинские известняки имеют кембрийский возраст. В соответствии с этим подстилающие их эффузивы и залегающие в эффузивах медноколчеданные месторождения датируются как нижнепалеозойские (Буадзе, 1960; Скрипченко, Крюков, 1965).

Эффузивно-осадочные толщи кизилкольской свиты в различных пунктах Передового хребта отличаются характером разреза, что позволило Е. А. Снежко (1962), С. В. Савину и другим геологам выделить здесь ряд структурно-формационных подзон. По мнению других исследователей, придерживающихся стратиграфической схемы В. Н. Робинсона, эти подзоны представляют собой обособленные комплексы пород, разделенные разломами. Формирование эффузивных толщ и обособление подзон контролировалось глубинными разломами, ограничивавшими узкие прогибы (Смирнов, Гончарова, 1960).

С эффузивными породами кизилкольской свиты тесно связаны месторождения медноколчеданной формации. Вне площадей развития вулканогенных толщ они не обнаружены, поэтому можно предполагать, что месторождения «генетически, пространственно и по времени образования тесно связаны с вмещающими их вулканогенными комплексами» (Смирнов, Гончарова, 1960). Типичные кавказские медноколчеданные месторождения (Худесское, Быковское, Бескесское и др.) представляют собой преимущественно согласные залежи среди вулканогенных пород, образовавшиеся в условиях незначительных глубин и температур. По мнению одних исследователей (Смирнов, Гончарова, 1960; Скрипченко, 1964; Скрипченко, Крюков, 1965), отложение рудных масс произошло при эксгаляционно-осадочных процессах, другие (Буадзе, 1960; Твалчрелидзе, 1961) относят

медноколчеданные месторождения Северного Кавказа к гидротермальным близповерхностным образованиям, парагенетически связанным с субвулканической диабаз-альбитофировой формацией. Медноколчеданные месторождения контролируются наиболее глубокими прогибами, где они тяготеют к вулканогенно-седиментационным мульдам, расположенным близ вулканических центров. Наиболее благоприятно для нахождения медноколчеданных руд, по мнению Е. А. Снежко (1962), В. И. Буадзе (1960) и других геологов, сложное чередование в эффузивной свите пород различной основности.

В конце среднего — начале верхнего девона в зоне Передового хребта вулканическая деятельность затухала, а на кизилкольской свите отлагалась туфогенно-осадочная картджюртская свита, характеризующаяся фациальной изменчивостью и различием мощностей слагающих ее пород. В разрезе этой свиты преобладают туфы, туфопесчаники, глинистые и кремнистые сланцы, крупнообломочные породы, песчаники, редко известняки. Ее возраст определяется как верхи среднего — низы верхнего девона (Круть, 1965). Свита не содержит промышленных месторождений.

Дальнейшее развитие среднепалеозойской эвгеосинклинальной области Северного Кавказа знаменуется затуханием тектонической и вулканической активности. В верхнем девоне в Передовом хребте накапливались породы карбонатной и карбонатно-терригенной формации (пастуховская свита). Нижнекарбоновые геосинклинальные осадки установлены только в зоне Передового хребта, где они представлены мощной толщей преимущественно терригенных пород, постепенно сменяющих верхнедевонские отложения. Период формирования верхнедевонских и нижнекаменноугольных толщ — завершающий этап доскладчатой стадии развития герцинской геосинклинали Северного Кавказа.

В конце нижнего карбона отмечены признаки некоторой активизации региона. В разрезе появляются туфы и субвулканические тела порфиритов и габбро-диабазов карабекского комплекса. С ними связаны небольшие гидротермально-метасоматические медноколчеданные рудопроявления (Карабекское, Касаевское, Вингури и др.). Однако в Карабекском районе преимущественно развита не колчеданная рудная формация, а медное и медно-магнетитовое оруденение, связанное с пластовой интрузией диоритов, отдельные апофизы которой, по свидетельству В. И. Буадзе, секут колчеданоносные зоны.

Кроме упомянутых медноколчеданных месторождений, играющих ведущую роль среди рудных образований доскладчатой стадии, в среднедевонское — нижнекаменноугольное время сформировались проявления золота, хромитов, хризотил-асбеста, талька, поделочных камней и других полезных ископаемых. Золото-кварцевые жилы в вулканогенной толще известны в бассейнах рек Большая и Малая Лаба, Уруп, Даут. Медноколчеданные руды этих районов также золотоносны, и, по-видимому, наряду с медью золото типоморфно для доскладчатой стадии герцинского цикла.

В среднем палеозое на северном склоне Большого Кавказа сформировались массивы (Малкинский, Кизильчукский, Мало-Кяфарский и др.) и мелкие штоко- и дайкообразные тела ультраосновных пород (бассейны рек Большая и Малая Лаба, Киша, Малчепа, Кубань и др.). С ними связаны незначительные проявления хромита, хризотил-асбеста, талька.

Для доскладчатой стадии герцинской эпохи на Северном Кавказе характерно приглушенное проявление глубинного магматизма. Кроме ультраосновных пород, здесь известны лишь небольшие массивы плагиогранитов и сиенитов. Это и обусловило незначительные размеры характерного оруденения, в частности отсутствие значительных месторождений железа.

Из краткого рассмотрения доскладчатой стадии герцинской металлогенической эпохи можно сделать следующие выводы:

1) активный геосинклинальный вулканизм и связанное с ним медноколчеданное оруденение были сконцентрированы в унаследованных от нижнепалеозойской геосинклинали прогибах. Некоторые древние прогибы (например, Хасаутский) к началу герцинской эпохи замкнулись и в среднем палеозое были пассивными структурами;

2) процессы образования медноколчеданных месторождений проявлялись по крайней мере дважды: в среднедевонское время в условиях интенсивного вулканизма и прогибания эвгеосинклинального трога и в конце доскладчатой стадии, в нижнем карбоне, на фоне стабилизации территории и возникновения восходящих движений;

3) типоморфные металлы этой стадии — медь, цинк, золото, возможно кобальт;

4) доскладчатая герцинская история развития и металлогения Предкавказья и Восточного Кавказа, перекрытых чехлом мезозойских осадков, не изучены.

Складчатая стадия герцинской металлогенической эпохи соответствует проявлению в среднекаменноугольное время самого интенсивного в истории Большого Кавказа магматизма и складкообразования. Как и для доскладчатой стадии, эти процессы, в особенности магматизм, вследствие гетерогенного строения геосинклинали проявились не повсеместно и не с одинаковой силой.

К началу складчатой стадии на Северном Кавказе сохранялись перечисленные выше зоны, для каждой из которых уже четко определился профиль развития и строения. Среди них могут быть выделены зоны двух типов: 1) имеющие тенденцию антиклинального развития и обладающие, по-видимому, значительным по мощности гранитным слоем (зона Главного хребта, Бечасынская, Кисловодская) и 2) сформировавшиеся в результате длительного прогибания, сопровождавшегося вулканизмом (Хасаутская зона, зоны Передового хребта и Южного склона).

Все зоны были охвачены движениями среднекаменноугольного времени. В результате этих движений замкнулся прогиб Передового хребта, который без инверсии «припаялся» к окружавшей его жесткой раме. Подобная «безинверсионная» консолидация имеет важные металлогенические последствия — в этом случае древние, доскладчатые месторождения сохраняются от дальнейших преобразований.

Особенности предшествовавшей истории развития определили характер проявления синскладчатых процессов в каждой зоне и их металлогеническую специализацию. Характерный сиалический магматизм с образованием крупных масс гранитов был интенсивным в зонах Кисловодской, Бечасынской и Главного хребта и практически отсутствовал в Передовом хребте и Хасаутской зоне. В Главном хребте граниты занимают значительные площади (Уллу-Камский, Иткольский, Балкарский, Тебердинский, Мало-Лабинский массивы). В Бечасынской и Кисловодской зонах так называемые северные граниты по отдельным выходам на поверхность, буровыми скважинами и геофизическими методами прослежены под осадочным чехлом на десятки километров. Мелкие массивы, подобные Аксаутскому, Пшишскому, Большелабинскому, обнаруживают связь с разломами. В отдельных случаях гранитные тела имеют пластообразную форму и залегают на кристаллических сланцах (р. Маруха) (Срабонян, Усик, 1964). Граниты сопровождаются жильными дериватами — аляскитами, аплитами, пегматитами.

По данным последних исследований, формирование гранитов Большого Кавказа происходило и путем магматического внедрения, и в результате

гранитизации. Как показало металлогеническое картирование, эндогенное оруденение сопровождает «магматические» граниты и не связано с гранитами метасоматическими. Становлению гранитов сопутствовали процессы калиевого метасоматоза, который, преобразуя вмещающие породы и существовавшие рудные месторождения, играл негативную металлогеническую роль (Надарейшвили, 1960, 1963).

Металлогения складчатой стадии герцинской эпохи обусловлена внедрением калиевых гранитов, с которыми связаны на Северном Кавказе многочисленные редкометальные проявления пегматитового и гидротермального типов. Генетическая связь этого оруденения с гранитами сомнений не вызывает, так как аплит-пегматитовые жилы, представляющие дериваты вмещающих гранитов, постепенно сменяются рудоносными кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами (Уллу-кам), рудные минералы встречаются в аплитах и гранитах, рудные жилы и граниты одновозрастны и т. д. С гранитами на Северном Кавказе связаны пегматитовые поля (Ардонское, Урух-Чегемское, Баксанское, Верхне-Кубанское, Лабинское и др.), а также пневматолито-гидротермальная минерализация, обусловленная автометасоматическими процессами.

С герцинскими гранитами генетически связаны рудопроявления кварц-молибденовой формации (Уллу-кам-Ирикская рудная зона, верховья рек Баксан и Кубань, Азгек и др.), которые концентрируются в кровле гранитных массивов (Уллу-кам-Ирик), а также кварц-полевошпатовые с шеелитом и кварц-арсенопиритовые жилы (Кти-Теберда). С ними же ассоциируются кварц-полевошпатовые жилы со слюдой, касситеритом, шеелитом, арсенопиритом, располагающиеся в районе горы Илипсар (Балкария), и арсенопиритовые месторождения (Куспарты, Чегет-Джора и др.). Редкометальное оруденение известно не только в Главном хребте, в пределах которого сосредоточены перечисленные выше месторождения, но отмечено и в более северных зонах — Бечасынской и Кисловодской (Эшкакон, Индыш и др.).

Отличие металлогении этих зон от металлогении Главного хребта заключается в отсутствии здесь существенных проявлений мышьякового оруденения, которыми столь богат Главный хребет.

В контактах синскладчатых гранитов Балкарии известны метасоматические рудопроявления меди с примесью касситерита, залегающие в кристаллических сланцах (Гидан-Чиран, Богдан-кол и др.).

Заканчивая краткое рассмотрение геоантиклинальных зон Северного Кавказа, существовавших в складчатую стадию герцинской металлогенической эпохи, можно отметить «гранитоидную» линию их развития и редкометальную металлогеническую специализацию. Типоморфные металлы для этих зон — молибден, вольфрам, мышьяк и некоторые другие.

Практически не оставила своих следов металлогения складчатой стадии в зонах с активным вулканизмом предшествующих стадий — Передового хребта и Хасаутской.

Постскладчатая стадия герцинской эпохи на Северном Кавказе охватывает период времени от среднего карбона до триаса. В начале этого периода бóльшая часть территории воздымалась, причем наиболее интенсивные восходящие движения, не компенсированные денудацией, происходили в Главном хребте и в меньшей степени — в Бечасынской, Хасаутской и Кисловодской зонах, образовавших к этому времени единую жесткую глыбу. В межгорных впадинах, самая крупная из которых совместилась с раннегерцинским прогибом Передового хребта, формировались молассоиды. Продолжалось прогибание зоны Южного склона, где в Сванетском прогибе, восточные ветви которого, возможно, протягивались и в Горную Осетию, происходило непрерывное осадконакопление.

Накопление среднекарбоновых толщ, почти непрерывно прослеживающихся в Передовом хребте от р. Малая Лаба до р. Баксан и на южном склоне известных в районе хр. Хуко и в верховьях р. Долра (Гамкрелидзе и др., 1963), осуществлялось в континентальных условиях. Это речные, озерные и болотные образования, включающие иногда пласты каменного угля (Большелабинское, Малолабинское, Толстобугорское). В среднем карбоне происходила активная вулканическая деятельность. Кислые лавы и туфы, по данным А. Л. Лунева (1962), слагают иногда 30—45% мощности разреза. В среднекарбоновых толщах сингенетичные им эндогенные рудные полезные ископаемые не обнаружены.

Геотектоническая обстановка верхнекарбонового времени по сравнению с предшествующим периодом существенно не изменилась, хотя область осадконакопления несколько расширилась. Сохраняется формационный состав пород, однако вулканогенные породы встречаются редко. Средне-верхнекаменноугольные толщи, формировавшиеся в значительной мере в результате разрушения среднепалеозойских эффузивов, золотоносны.

В пермское время сохраняются условия, подобные существовавшим в карбоне. В зоне Передового хребта накапливались мощные толщи конгломератов и кислых вулканогенов. На северо-западном (хр. Абаго) и юго-восточном (Ардон-Гизельдонское междуречье) погружениях палеозойского ядра Большого Кавказа и в Главном хребте обнаружены пермские конгломераты. На границе нижней и верхней перми на Северном Кавказе произошла кратковременная фаза складчатости, в связи с чем верхнепермские отложения, представленные в большей части разреза карбонатными породами, залегают с перерывом, а иногда (зона Передового хребта) и с угловым несогласием. Основное полезное ископаемое, связанное с пермской седиментацией,— золото, встреченное в конгломератах лабинской свиты (верхи нижней перми). Предполагается, что его источником служили среднепалеозойские кварцевые жилы и девонские эффузивы.

Герцинский геосинклинальный цикл завершился на Большом Кавказе интенсивными восходящими движениями. В триасе морской бассейн сохранился только на северо-западе, а бóльшая часть территории, по-видимому, представляла собой сушу, на отдельных участках которой могла формироваться кора выветривания (Баклаков, 1957).

Магматизм послескладчатой стадии был продолжением синскладчатого гранитоидного магматизма. Воздымание и связанное с этим растяжение земной коры привело к омоложению древних и возникновению новых разломов. Они послужили путями проникновения магматических продуктов и гидротермальных растворов в верхние структурные этажи. В верхнем карбоне — перми формировались малые интрузии Ятыргварты, Магишо, Закана, сел. Верхняя Теберда (Твалчрелидзе, 1961), района месторождения Худес. В гипабиссальных условиях происходило становление гранитных, гранит-порфировых, аляскитовых даек рудника Эльбрус, среднего течения р. Худес, долины р. Тызыл. Одновременно, а иногда несколько позднее в зоне Передового хребта изливались кислые лавы. Самыми поздними магматическими проявлениями герцинского времени были дайки альбитофиров, прорывающих эффузивы (бассейны рек Аксаут, Кольтюбе).

Металлогения постскладчатой стадии герцинской эпохи характеризуется широким развитием гидротермальных полиметаллических месторождений, пространственно ассоциирующихся с малыми интрузиями гранитоидов, дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров. К ним относятся месторождения Эльбрус, Тызыл, Чочу-Кулак, рудопроявления г. Ятыргварты, Джугочелепсинского района и др. Бóльшая часть их рас-

положена в Бечасынской геоантиклинальной зоне. Проявления, которые можно было бы отнести к послескладчатым рудным формациям, чрезвычайно редко встречаются в зонах, активно развивавшихся в доскладчатый период (Хасаутская, Передового хребта). Заведомо верхнепалеозойское полиметаллическое оруденение не установлено и в Главном хребте.

Верхнепалеозойские свинцово-цинковые месторождения Северного Кавказа тяготеют к границе крупных тектонических блоков. В пределах этих ослабленных зон наиболее благоприятны для локализации рудных полей сочетания узких складок северо-западного простирания с поперечными им разломами, субширотные антиклинали, осложненные северо-западными и меридиональными разломами (Эльбрус), либо контакты гранитов, рассеченные мелкими субмеридиональными разрывами (Чочу-Кулак). Наиболее благоприятные рудовмещающие породы — граниты, графитизированные и карбонатизированные кристаллические сланцы, гипербазиты. Свинцово-цинковое оруденение парагенетически связано с малыми интрузиями и дайками гранитоидов. Эта связь доказывается пространственной ассоциацией, одновозрастностью, геохимическим родством указанных образований. Так, дайки гранит-порфиров рудника Эльбрус содержат резко повышенные количества свинца.

Верхнепалеозойский возраст свинцово-цинкового оруденения определяется уверенно. Например, месторождения Тызыл и Чочу-Кулак локализованы в доюрских породах, а в нижнеюрских конгломератах найдены обломки сульфидно-кварцевых жил с галенитом, идентичным галениту месторождений (Твалчрелидзе и др., 1964). Изотопный состав свинцов отличается от состава свинцов киммерийских месторождений (Бочарова, 1958). Минеральный состав руд специфичен и отличается от состава киммерийских жил. Характерная металлогеническая черта палеозойских свинцово-цинковых руд — повышенное содержание золота.

По минеральным ассоциациям послескладчатые герцинские полиметаллические проявления можно объединить в две рудные формации: 1) полиметаллических месторождений с кварц-полиметаллическим и кварц-карбонат-полиметаллическим минеральными типами и 2) барит-полиметаллических руд.

Из данных о позднегерцинской истории и металлогении Северного Кавказа можно сделать следующий вывод. Восходящие движения складчатой и послескладчатой стадий и сопровождавший их магматизм, выразившийся вначале в становлении крупных гранитных интрузивов, а затем — более мелких тел и даек, привели к консолидации значительной части территории. Отдельные блоки-секторы геосинклинали (Кисловодская, Хасаутская, Бечасынская, Передового хребта) утратили индивидуальность, «спаялись» и в последующей истории выступали в качестве единой жесткой плиты — эпигерцинской платформы. По-видимому, произошло также нивелирование строения глубинных частей земной коры под этими зонами. В зоне Передового хребта в позднегерцинское время возникли кислые магмы, доказательством чего служат продукты верхнекарбонового и пермского вулканизма.

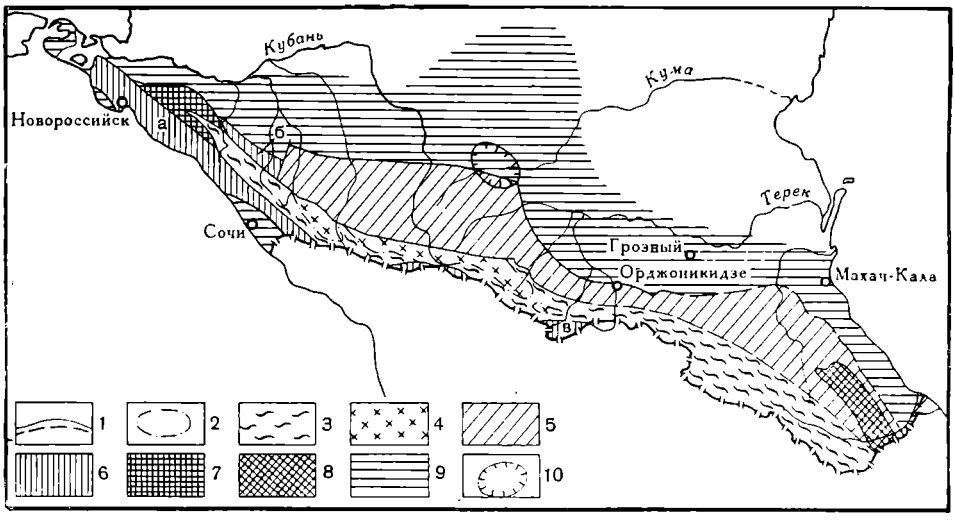
Для эндогенной металлогении позднегерцинского времени характерна свинцово-цинковая специализация, обусловленная процессами дифференциации кислых магм. Экзогенные металлогенические процессы выразились в этот период в перераспределении металлов (золото, медь и др.), типоморфных для более ранних стадий герцинской эпохи.

КИММЕРИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

К началу нижнеюрского периода бо́льшая часть территории Северного Кавказа представляла собой достаточно консолидированную область, и лишь в зоне Южного склона непрерывно продолжалось начавшееся еще в девоне прогибание. «Жесткая» часть региона — Главный и Передовой хребты, Бечасынская, Хасаутская и Кисловодская зоны — была рассечена серией долгоживущих разломов, среди которых наиболее крупный, по-видимому, Пшекиш-Тырныаузский, сыгравший в дальнейшем развитии Северного Кавказа важную роль. Области, расположенные к югу от него, в киммерийскую эпоху вновь прошли полный геосинклинальный цикл развития, а области, находящиеся к северу, оформились как молодая эпигерцинская платформа (фиг. 2).

Металлогеническая история платформ имеет своеобразные черты. Этапы их развития не совпадают со стадиями геосинклиналей и выделяются по иным признакам (Старицкий, 1958). Для эпигерцинской платформы Северного Кавказа нельзя выделить те же металлогенические эпохи, что и для геосинклинали, поэтому металлогения этих областей рассматривается самостоятельно.

Киммерийская металлогеническая эпоха охватывает интервал времени от нижней юры до нижнего мела включительно. Некоторые исследователи склонны объединить мезозойскую историю развития Кавказа в один альпийский тектоно-магматический цикл, что, по-видимому, правильно лишь для некоторых зон Кавказа. Для геосинклинали Большого



Фиг. 2. Схема металлогенического районирования Северного Кавказа для послепалеозойского времени

1 — границы металлогенических зон, *2* — границы металлогенических подзон. *Киммерийская металлогеническая эпоха.* Геосинклинальная область. Металлогеническая зона Главного хребта с подзонами: *3* — Южная с полиметаллическим и медно-пирротиновым нижне-среднеюрским оруденением; *4* — Северная с оруденением складчатой стадии, располагающимся в ограничивающих и рассекающих подзону разломах. Молодая эпигерцинская платформа и субплатформенные (позднеюрское время) области: *5* — Предгорная минерагеническая зона с месторождениями и проявлениями железа, гипса, галита, серы, свинца, цинка и др. *Альпийская металлогеническая эпоха*: *6—8* — районы развития месторождений и рудопроявлений ртути (*6* — ртутоносные зоны во флишевых субфлишевых прогибах: *а* — Баканско-Краснополянская, *б* — Абино-Гунайская, *в* — Мамисонская, *7* — Безепский рудный район, *8* — Джифудагская антиклинальная зона); *9* — Предкавказская минерагеническая зона россыпных и осадочных проявлений марганца, железа, титана; *10* — Кавминводский рудный район

Кавказа характерен обширный набор формаций в отрезке времени нижняя юра — нижний мел, присущих всем стадиям геосинклинального цикла. При этом необходимо иметь в виду, что в условиях геосинклинали, заложенной на разнородном субстрате, к выделению формаций и этажей, характеризующих стадии, нужно подходить дифференцированно. Очевидно, что в зоне Южного склона, где продолжалось начавшееся еще в палеозое прогибание, они могут отличаться от таковых в жестком Главном хребте, уже имевшем к началу юры значительный гранитный слой.

Доскладчатая стадия. В начале нижнеюрского времени Главный хребет, который представлял собой южный блок территории с завершенной герцинской складчатостью, прилегающий к длительно и непрерывно прогибавшемуся геосинклинальному рву Южного склона, вновь был вовлечен в погружение, продолжавшееся в нижней и средней юре.

В этот период наиболее мобильным сектором была южная часть Главного хребта. Здесь наблюдаются максимальные мощности осадков и достаточно часто встречаются нижне-среднеюрские вулканогены. В центральной части Большого Кавказа (Северная Осетия, Балкария, Ингушетия) выделяются две различные тектонические зоны, разграниченные глубинным Бурон-Ларским разломом (Ажгирей, 1960а). Южная Адайхох-Дарьяльская зона может быть классифицирована как геосинклинальный ров (Смирнов, 1962), в котором мощность нижнелейасовых пород, представленных терригенной и терригенно-вулканогенной формациями, значительно превосходит мощность одновозрастных пород северной периферической зоны. Нижнеюрский разрез в Центральном Кавказе начинается так называемым графитовым горизонтом, в котором на протяжении 70 *км* от Мамисонского перевала до долины р. Терека встречаются мелкие месторождения графита (Зарамагское, Фиагдонское, Джимаринское, Геналдонское и др.). Судя по остаткам флоры, графит образовался при метаморфизме пласта каменного угля.

Вышележащие лейасовые отложения включают эффузивные образования, сформированные в подводных условиях. Среди эффузивов южной зоны А. П. Лебедев (1950) выделил спилиты, плагиоклазовые порфириты, их туфы, брекчии эффузивов, туфопесчаники. С ними тесно связаны породы субинтрузивной фации — диабазы, диабазовые порфириты, диабазовые витрофиры и др. Редко встречаются жилы пироксенитов, ильменитовых габбро, серпентинитов.

Северная, Дигоро-Осетинская зона в доскладчатую стадию была относительно устойчивым периферическим участком геосинклинали, и мощности более песчанистых, чем на юге, осадков здесь невелики. Продукты менее интенсивного вулканизма относятся к среднекислой магме, по петрографическому составу — к альбитофирам. Формирование вулканогенной толщи происходило в континентальных условиях (Лебедев, 1950).

Подобное строение киммерийская геосинклиналь имела и на Северо-Западном Кавказе, где Тугупсинский и Шаумянский разломы разделяют две структурно-формационные зоны (Хаин и др., 1962). Южная зона, подобная Адайхох-Дарьяльской, имеет значительные мощности лейас-доггерских отложений, в которых присутствуют основные (чаталтапинская свита) и кислые (свита горы Индюк) эффузивы. В северной зоне мощности нижне-среднеюрских осадков (в частности, ааленских) не столь значительны, магматические породы представлены мелкими штоками диоритов (бассейн р. Пшехи) (Черницын, Цветкова, 1960), располагающихся вблизи границы зоны.

Тектоническая неоднородность геосинклинали устанавливается и в тех областях, где ныне отсутствуют нижне-среднеюрские осадки. Так, в

южной части Главного хребта широко распространены диабазовые дайки и гипабиссальные тела основного состава; на севере они не обнаружены. Возможно, что самая северная часть Главного хребта, непосредственно примыкавшая к Пшекиш-Тырныаузскому разлому, ограничивавшему геосинклиналь, была также относительно активна, и здесь локально проявилась эффузивная деятельность. Примером такого участка может быть Чегем-Черекское междуречье, где известны основные лавы доггера.

Для доскладчатой стадии киммерийской металлогенической эпохи характерны медь, цинк и железо. Рудопроявления этих металлов, относимые к медно-пирротиновой формации, ассоциируются с основными интрузиями и дайками диабазов. В соответствии с поясовым строением геосинклинали, проявления эндогенного доскладчатого оруденения располагаются в виде линейно-вытянутых зон. Скопления медно-пирротиновых жил, совпадающие с диабазовыми поясами, широко развиты в трех районах Северного Кавказа: Горной Осетии, Южном Дагестане и на Северо-Западном Кавказе. В Горной Осетии они встречаются только в южной Адайхох-Дарьяльской зоне и локализуются в разрывах, секущих алевролиты и аргиллиты лейаса, палеозойские граниты и кристаллические сланцы и юрские диабазы. Рудные тела представляют собой окварцованные зоны (Анхва-дон), залежи неправильной формы (Валса-дон) или участки с рассеянной вкрапленностью рудных минералов. Главные рудные минералы — халькопирит, пирит, пирротин, жильные — кварц, карбонат.

Медно-пирротиновые тела, по данным М. С. Баклакова (1957) и Г. А. Твалчрелидзе (1957), часто содержат значительную примесь олова (Бурон, Ларс). Олово можно считать характерным металлом медно-пирротиновой формации на Центральном Кавказе.

Широко распространены медно-пирротиновые проявления в Дагестане (Борчинское, Кизил-дере, Нуцуракское и др.), где они, как и в Осетии, ассоциируются с северным и южным «диабазовыми» поясами. В этих поясах, по свидетельству Н. Т. Романова, присутствуют, кроме диабазов, габбро-диабазы, долериты, сиенит-диориты и сложные монцонит-габбродиабазовые малые интрузии. В ряде случаев в Дагестане вместе с медным оруденением находится и свинцово-цинковое, тяготеющее также к диабазам. Н. Т. Романов (Бунин, Романов, 1963) наблюдал рудные минералы в дайках диабазов, геохимический фон которых характеризуется повышенным содержанием меди, свинца и цинка. В. Б. Черницын (1961), Г. А. Твалчрелидзе (1961) и другие исследователи предполагают связь медно-цинкового и свинцово-цинкового оруденения с диабазами. Диабазы и рудные проявления залегают на Северном Кавказе в породах не моложе нижнего аалена, участвуют в предкелловейской складчатости (Черницын, 1961) и отсутствуют в верхнеюрских известняках. На этом основании мы считаем их доскладчатыми образованиями киммерийской металлогенической эпохи.

Медные проявления этого же возраста известны и на Северо-Западном Кавказе, где они протягиваются в виде 80-километровой полосы вдоль границы упомянутых тектонических зон. Пространственно оруденение также связано с породами диорит-диабазового комплекса. По минеральному составу среди рудопроявлений этого района Г. Д. Гриднев выделяет пирит-халькопиритовую (Лаура, Бзерпия), пирротин-халькопиритовую и медно-цинковую (Виктория, Бущий) группы. Представители первой группы располагаются, по В. А. Мельникову (1962) и М. Н. Клюшанову, в области развития кварцевых кератофиров. Медно-цинковые проявления относятся к скарновой формации. Они располагаются в контактах диоритовых даек, где халькопирит, сфалерит, пирротин, пирит, редко галенит вкраплены в актинолит-пироксеновый скарн. Медно-цин-

ковое и пирротин-халькопиритовое оруденение можно парагенетически связывать с Санчаро-Кардывачским массивом диоритов, где оно, а также магнетитовое скарновое оруденение, располагается в его контактах. Этот массив, по мнению М. Л. Сомина (1965),— среднеюрского возраста, знаменовал завершение доскладчатой стадии киммерийского цикла, чему отвечает связанная с ним минерализация. В пирротин-халькопиритовых рудах района достаточно часто встречается кобальт.

Таким образом, несмотря на приглушенное проявление магматической деятельности, в доскладчатую стадию киммерийской металлогенической эпохи на Северном Кавказе были сформированы многочисленные эндогенные рудные проявления. Типоморфные металлы этой стадии —медь, цинк, железо, возможно кобальт, а для Центрального Кавказа и олово.

Складчатая стадия. В конце средней юры на Северном Кавказе вновь происходили существенные тектонические движения. Первый этап киммерийской складчатости, фиксируемый в Балкарии предбайосским перерывом, произошел в конце аалена. В предкелловейское время воздымание охватило весь Северный Кавказ, и мальм повсюду в геосинклинальной области залегает с несогласием на среднеюрских и более древних образованиях. В этот период магматическая активность была невелика. К интрузиям этого возраста можно отнести анортозитовые граниты ущелий рек Белой, Большой и Малой Лабы (Твалчрелидзе, 1961). Более уверенно устанавливается мезозойский возраст эльджуртинских гранитов и кварцевых диоритов Цея. Синорогенными, послескладчатыми являются, по-видимому, массивы Тепли, Сангутидона, Танадона (Смирнов, 1960), хотя Л. А. Варданянц (1939) и Г. А. Твалчрелидзе (1961) относят их образование к третичному времени. Упомянутые интрузии имеют небольшие размеры и, как правило, приурочены к крупным разломам, ограничивающим древние антиклинальные ядра (Адайхохский, Балкаро-Дигорский, Тебердинский, Б. Лабинский массивы), или к окраинным частям ядер.

Металлогения этих интрузий отличается редкометальной направленностью. В тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи с Сангутидонским, Теплинским и Эльджуртинским массивами гранитоидов известны месторождения и рудопроявления мышьяка, молибдена, вольфрама, меди, полиметаллов. Из этой серии интрузий массивы более основного состава сопровождаются однообразным, в основном арсенопиритовым и медным оруденением (Танадон), в то время как с гранитными и гранодиоритовыми массивами связано молибденитовое, висмутитовое, вольфрамовое, магнетитовое, арсенопиритовое, касситеритовое оруденение. Возможно, что наряду с мышьяком, вольфрамом, молибденом висмут — типоморфный металл складчатой стадии киммерийской эпохи.

В предкелловейское (байос-бат?) время, которое считается переходным от складчатой стадии к послескладчатой (верхняя юра — нижний мел), образовались полиметаллические месторождения, широко распространенные на Северном Кавказе. Их возраст определяется по следующим данным: отсутствие полиметаллических жил в известняках мальма (даже в байосских образованиях), находка Л. Н. Пламеневским (1939) гальки полиметаллической руды в базальных слоях келловея, изотопный состав свинца, отличный от такового палеозойских месторождений (Бочарова, 1958; Черницын, 1961), находки обломков руд в ааленских отложениях.

В отличие от киммерийских медно-пирротиновых и медноколчеданных рудных формаций, тяготеющих к областям активного прогибания и редкометального оруденения, локализованного в разломах и ослабленных зонах крупных жестких блоков, киммерийское полиметаллическое ору-

денение размещается на Северном Кавказе в относительно устойчивых периферических частях геосинклинали, где магматизм был более кислым, чем в южной тектонической подзоне Главного хребта.

Киммерийские полиметаллические проявления в восточной части Центрального Кавказа образуют пояс, непрерывно прослеживающийся от Эльбруса до верховий р. Аргунь. Он приурочен к Дигоро-Осетинской зоне, где расположены месторождения Садон, Згид, Холст, Хаником и др. Все они относятся к кварц-полиметаллической рудной формации и залегают в древних метаморфических породах (Азау, Шхельда), палеозойских гранитах (Згид, Садон), терригенных толщах и эффузивах нижне-среднеюрского возраста (Казат-хох, Кадат, Гули, Садон). В пределах этого пояса месторождения тяготеют к серии субширотных разрывов, включающих на западном фланге пояса сбросы, ограничивающие Штулу-Харесскую депрессию с севера, в центральной части пояса — Северный и Южный Садонский разрывы, на востоке — Даллагкаусский, Даргавский, Армхинский разломы. Под углом к этой рудоконтролирующей структуре располагаются постскладчатые нарушения северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания, непосредственно вмещающие месторождения. Положение этих нарушений различно для палеозойского и нижне-среднеюрского структурных этажей. Так, разломы, залегающие в древних породах, северо-восточного простирания (Згид, Садон, Архон, Бакота и др.), расположенные в юрском осадочном чехле — северо-западного. И первые, и вторые обычно поперечны к направлению складчатости вмещающих пород.

Все полиметаллические месторождения восточной части Центрального Кавказа — среднетемпературные и имеют жильную форму. Ведущие рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, встречаются арсенопирит, пирротин, магнетит. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатами.

Полиметаллическое оруденение размещено в Горной Осетии в значительном вертикальном интервале, который достигает на отдельных месторождениях 1400 *м* (Садон). Сопоставление отметок месторождений и рудопроявлений, расположенных вблизи друг от друга, и анализ тектонического развития области позволили установить, что в момент рудоотложения физико-химические условия, благоприятные для осаждения рудных минералов и образования их значительных скоплений, существовали в интервале протяженностью не менее 2500 *м* по вертикали, а верхние части жил при формировании отстояли от поверхности на 700—1000 *м* (Черницын, 1962).

На юго-востоке Большого Кавказа, в Дагестане, располагается еще одно звено Северо-Кавказского полиметаллического пояса. Из отрывочных сведений о рудоносности Дагестана можно заключить, что полиметаллы здесь, как в Осетии и Ингушетии, тесно ассоциируются с диабазами, габбро-диабазами и другими производными основной магмы. Рудопроявления вытягиваются полосой от верховий р. Аварское Койсу на западе до р. Сельды на востоке, тяготея к крупным разрывам — Главному Южному, Тляротинскому, Фалфанскому. Форма рудных тел, минералогия, последовательность формирования рудопроявлений Дагестана сходны с аналогичными проявлениями оруденения, встречаемого в Осетии.

Широко распространено послескладчатое киммерийское полиметаллическое оруденение в западной части Главного хребта — нижне-среднеюрской миогеосинклинали с четкой структурно-формационной зональностью. Рудопроявления к западу от г. Эльбрус размещены только в зоне Главного хребта, отсутствуют и в Передовом хребте, и к югу от надвига Южного склона. Размещение рудопроявлений контролируется крупными разло-

мами северо-западного простирания, которые в верховьях рек Аксаут, Зеленчук, Большая и Малая Лаба, Уруштен ограничивают юрские «депрессии», а на западе района разделяют юрские структурно-формационные зоны. По приуроченности к единым геологическим структурам здесь выделяются Макерско-Софийско-Марухская рудная зона, Уруштенский, Кардывачский, Тубинобелореченский рудные районы, группа рудопроявлений р. Головинки. Минералогия, морфология и структура месторождений здесь однотипны и сходны с таковыми на месторождениях Осетии и Дагестана.

Вопрос связи полиметаллического оруденения Северного Кавказа с магматизмом еще не решен. Предполагается, что они парагенетически связаны с кератофирами типа садонских, но существует мнение и об их родстве с диабазами.

АЛЬПИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Воздымание, начавшееся в конце средней юры и продолжавшееся в мелу, вновь приводит к расчленению геосинклинали Большого Кавказа на две тектонически обособленные области. Южная из них, расположенная между полосой предкелловейских поднятий Главного хребта и Закавказским срединным массивом, представляла узкий геосинклинальный флишевый прогиб, ограниченный разломами. В пределах устойчивой северной зоны, где накапливались карбонатные и терригенные породы (Милановский, Хаин, 1963), нельзя выделить комплексы формаций, типичные для доскладчатой, соскладчатой и постскладчатой геосинклинальных стадий (Смирнов и др., 1964). Ее дальнейшее развитие протекает в том же плане, что и развитие эпигерцинской платформы, поэтому их альпийская металлогения рассматривается совместно.

В истории геологического развития флишевой зоны также не удается четко выделить все характерные для типичных геосинклиналей стадии, хорошо обозначенные в более южных областях Кавказа. Однако известные здесь месторождения и те проявления затухающего магматизма, с которыми они связаны, — геосинклинальные образования. Разрез флишевой геосинклинали резко отличен от разреза северной зоны, и для него характерно развитие глинистых известняков, мергелей, алевролитов, песчаников и глин. Сантонский флиш, где чередуются глинистые известняки, мергели и алевролиты, включает свиту «цементных мергелей», служащих сырьем для Новороссийских цементных заводов.

Магматизм альпийской эпохи на Северном Кавказе не был интенсивным. Наиболее ранние его проявления, альб-сеноманские пирокласты и потоки средних и основных лав, известны в районе Сочи, где внедрялись также мелкие тела габбро и диоритов с повышенной титаноносностью (бассейны рек Сочи, Мзымты, Псоу).

А. М. Борсук и Ч. Б. Борукаев (1965) считают, что появление габброидного комплекса знаменовало начало нового предорогенного этапа развития данной (Чвежипсинской) зоны. Поскольку флишевая геосинклиналь заложилась на относительно жестком участке земной коры, здесь не проявилась спилит-кератофировая формация и продукты магматизма представлены субщелочными габброидами. С этим комплексом генетически связаны рудопроявления титаномагнетитовой формации (Псоу). В последующий период альпийской эпохи, до начала позднемиоценовых сводово-глыбовых движений, активный магматизм не отмечается. Встречающиеся туфы и туффиты — лишь отголосок бурной вулканической жизни Закавказья и Малого Кавказа. Вспышка магматизма произошла на Центральном Кавказе только в позднем плиоцене, когда возникшие

в Центральном Кавказе вулканы изливают лавы липаритов, липарит-дацитов (Эльбрус, Тырныауз, Чегем), андезитов (Казбек). Образуются гипабиссальные тела того же состава. С Эльбрусским вулканическим центром генетически связаны залежи серы (Кокуртлы-кол-Баши, Хотюсу), которая в виде цемента встречается в горизонтах дацитовых и андезитовых туфобрекчий. Липаритовые, дацитовые и андезитовые лавы Казбека, Эльбруса и Чегемского нагорья — кислотоупорное сырье.

Вне видимой связи с какими-либо магматическими, метаморфическими или седиментационными процессами находится альпийское ртутное оруденение. Месторождения и рудопроявления ртути, в размещении которых, по мнению А. В. Нетребы, К. В. Платонова (1961), Н. Г. Демидовой (1964), Д. В. Абуева (1964), основную роль играет структурный контроль, сосредоточены в Безенском, Краснополянском, Аксаут-Белореченском, Наро-Мамисонском и Джифудагском районах. Эти районы тяготеют к альпийским сложноскладчатым синклинальным прогибам, выполненным терригенными, иногда флишевыми толщами. Подавляющая часть известных месторождений и рудопроявлений находится в Новороссийском и Абино-Гунайском синклинориях, а Наро-Мамисонская группа месторождений располагается в северном крыле флишевого прогиба Южного склона.

Несколько иную позицию занимают дагестанские проявления ртути (Хпек и др.), которые приурочены к Джифудагскому антиклинорию в юрских породах, но и здесь значительная часть рудных точек находится в зоне, переходной к Бейбулагскому синклинорию. Окраинные части синклинориев обычно осложнены региональными рудоконтролирующими разрывами. В оперяющих их нарушениях непосредственно локализуются месторождения. Примером может служить Южный надвиг Главного хребта, представлявший границу области, интенсивно прогибавшейся в киммерийское и альпийское время. Вблизи него расположены Тибское, Талахианское, Ахейское, Эстонское, Тобиаское месторождения, Шахе-Головинская группа рудопроявлений. На северном склоне Главного хребта рудопроявления ртути (Кышкыт, Котел, Хамышки, Мамрюк) вытянуты вдоль серии нарушений в эпигерцинской платформе, образуя так называемый Северный ртутный пояс. Максимальная концентрация оруденения наблюдается в Безенском ртутном районе, где Северный и Южный пояса смыкаются (Сахалинское, Перевальское, Подхребтовое, Белокаменное и другие месторождения).

Ртутное оруденение Северного Кавказа приурочено к породам широкого возрастного диапазона — от девона (Котел) до верхнемеловых (Чвежипсе), но наиболее значительные месторождения локализованы в нижнемеловых породах (Подхребтовое, Сахалинское и др.). Коренные проявления ртутных руд не встречены в палеогеновых и неогеновых толщах, но киноварь в шлихах известна в районах, сложенных исключительно послемеловыми образованиями (Мокрая Буйвола, Сочи-Лазаревка, Гюль-герычай). Основываясь на этих фактах, а также на данных об очень высоком содержании ртути в миоплиоценовых лакколитах района Кавказских Минеральных Вод, Д. В. Абуев (1964) и другие геологи считают возраст ртутного оруденения неогеновым. Несмотря на указания К. В. Платонова и К. И. Шейпака о наличии отдельных зерен киновари в юрских породах района рудопроявления Котел, возраст оруденения Северного пояса остается неясным. Не исключена возможность, что ртутное оруденение этой полосы сформировалось в послескладчатую стадию герцинской металлогенической эпохи.

Ртутные месторождения Северного Кавказа А. В. Нетреба, К. В. Платонов (1961) и Н. Г. Демидова (1964) относят к монометальной ртутной

(Перевальное, Тибское, Хпекское и др.), сурьмяно-ртутной (Сахалинское и др.) и мышьяково-сурьмяно-ртутной рудным формациям. Наиболее перспективна первая из указанных формаций, особенно ее кварц-диккит-киноварная субформация (минеральный тип).

Из других типов оруденения альпийского возраста заслуживают внимания Гитче-Тырныаузское и Хуландойское сурьмяные месторождения. Возраст первого месторождения, считавшийся киммерийским, основан на приуроченности его к региональному разлому, в котором на значительном удалении от Тырныауза встречаются рудопроявления сурьмы (Карангыкол, Кестанты). Это затрудняет вероятность гипотезы о вхождении его в ряд горизонтальной зональности относительно киммерийских эльджуртинских гранитов. Кроме того, сурьмяные минералы встречаются в близлежащих неогеновых липаритовых некках (Афанасьев, 1958). Хуландойское месторождение, расположенное в Чечено-Ингушетии, относится к ферберит-антимонитовой формации с касситеритом.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Территория, расположенная севернее Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов, к началу киммерийской эпохи была консолидирована и в дальнейшем выступала в качестве молодой эпигерцинской платформы. Движения, завершившие герцинский цикл, превратили ее в область поднятия, но в начале плинсбахского века она, как и значительная часть Северного Кавказа, погрузилась под уровень моря. Несмотря на то, что рассматриваемая территория представляла собою жесткую плиту, ее прогибание было неравномерным. Относительно устойчивым был Малка-Чегемский район, к востоку и западу от которого обозначились прогибы. Так, в среднем течении р. Кубань мощность плинсбахских осадков достигает 800—1000 *м*, и к этому же участку приурочены проявления киммерийского магматизма. В бассейне Кубани, в верховьях рек Эшкакона, Подкумка, Хасаута в угленосной свите плинсбаха известны пластовые залежи, дайки, некки и лакколиты различного состава — от базальтов (лакколит Такмаккая) до андезитов и дацитов. Металлогеническая роль этого магматизма не выяснена. Можно считать, что данный участок эпигерцинской платформы в плинсбах-домерское время испытал активизацию.

Нижнеюрская история более северных частей платформы остается неясной. Нижне-среднелейасовые отложения отсутствуют к северу от Скалистого хребта.

В верхнем лейасе и доггере в южной части эпигерцинской платформы продолжалось накопление однородных маломощных терригенных толщ (единицы — сотни метров), осложнявшееся перед домером и тоаром местными размывами. Подобный тектонический режим сохранялся и в байосе, но конфигурация байосского бассейна была более прихотливой и изменялась гораздо чаще. В нижне-среднеюрских отложениях молодой платформы встречаются проявления фосфоритов лотарингского (Мало-Лабинское), плинсбахского и, чаще всего, тоар-ааленского (Урупское, Аксаутское и др.) возраста.

Перед келловеем платформа, как и весь Северный Кавказ, испытала воздымание, а в отдельных областях — и размыв, с которым связаны интенсивные экзогенные процессы, сопровождавшиеся образованием полезных ископаемых. Верхнеюрские осадки отлагались на Северном Кавказе почти повсеместно. В Дагестане и Центральном Кавказе они представлены карбонатными фациями, на северо-западе региона образуются флишевые толщи. В Северном Предкавказье мощность верхнеюрских пород

невелика, а в киммеридже — титоне эта область была сушей. В южных частях Дагестана, Кабардино-Балкарии, Ставрополья и восточной части Краснодарского края титонский бассейн представлял мелкую засоленную лагуну, в которой при периодически сменявшихся осолонении и опреснении формировались крупные залежи гипса, ангидрита, галита (Шедокское, Ходжохское, Шупукское, Панковское, Усть-Джегутинское, Баксанское, Чанахайское и др.) и серы (Кхиутское, Гимрейское).

Регрессия моря, осолонение лагуны в условиях аридного климата, в титонское время,— характерные черты и для начала нижнемеловой эпохи, когда на Северном Кавказе формировались карбонатные толщи фаций мелкого моря. В лагунах, приуроченных к линейно-вытянутым зонам, в краевых прогибах на границе платформы и геосинклинали на юго-востоке и Центральном Кавказе среди преобладающих карбонатных пород хемогенно-осадочным путем накапливались сульфатно-доломитные стронцийсодержащие залежи: в Дагестане (Мхинская, Кхиутская, Зури-Махинская, Хасу-Каркамахинская и др.), в Чечено-Ингушетии (Шароаргунская, Инзо-Эхская), Северной Осетии (Урухская), вблизи Кисловодска.

В апте и альбе в полосе, где ранее отлагались породы сульфатно-карбонатной формации, создались условия для концентрации фосфора. Аптские фосфориты известны в Кабардино-Балкарии (Тешек-су), Северной Осетии (бассейн р. Фиагдона), Чечено-Ингушетии (по р. Ассе) и наиболее значительные — в Дагестане (Акушинское).

Формирование рудных полезных ископаемых в киммерийское время здесь связано в основном с экзогенными процессами. Важную роль при этом играли неоднократно повторявшиеся размывы. Так, значительные концентрации свинца и цинка отмечены на Северном Кавказе в базальных слоях нижнего лейаса. Судя по данным изучения искусственных шлихов и проб, отобранных из базального слоя плинсбаха по долинам рек Гижгит, Малка, Хасаут, Эшкакон и другим, эти осадки содержат значительное количество галенита (данные В. Б. Черницына, Ю. П. Андреева и В. И. Чайкина).

Источником свинца, поступившего в лагуны, могли быть разрушавшиеся абразией юрского моря палеозойские полиметаллические месторождения. В Центральном Кавказе можно выделить еще несколько горизонтов, в которых содержание этих металлов в сотни раз превышает кларк, а иногда приближается к промышленному: угленосные отложения плинсбахского возраста (Соловьевское рудопроявление), ааленские доломиты и известковистые песчаники (Подгорненское, Маринское), базальные песчаники келловея (Тала-су и др.). Келловейские рудопроявления свинца и цинка представляют собой линзующиеся пласты кварцевого и аркозового песчаника с существенно известковым цементом, в которых вкраплены пирит, галенит, сфалерит, иногда халькопирит. По данным А. М. Седых, который одним из первых изучал эти образования, рудоносные пласты прослеживаются на значительные расстояния и приурочены к областям максимальных мощностей келловейских отложений. Рудопроявления описанного типа на Северном Кавказе изучены плохо. Вопросы генезиса, источника металлов, геохимии остаются неясными.

Кроме описанных рудопроявлений свинца и цинка, в осадочном чехле платформы встречаются и такие, которые, по-видимому, являются отголосками постепенно затухавших эндогенных процессов, начавшихся еще в герцинское время. По древним разломам фундамента, проявлявшимся иногда и в юрских породах, просачивались низкотемпературные растворы. В районах распространения палеозойского полиметаллического оруденения единичные маломощные галенит-баритовые (Кара-Тюбе, Чочу-Кулак) и сидеритовые (Тызыл) прожилки проникают в юрские породы.

Возможно, они — продукт регенерации древних руд, залегающих в фундаменте (Смирнов, 1958).

Из проявлений других металлов в базальных горизонтах юры иногда встречается россыпное золото. Как и для других районов мира, киммерийская металлогения Северного Кавказа знаменательна процессами образования осадочных железных руд. Железорудная «эпоха» была предопределена длительным периодом континентального развития Северного Кавказа (верхний карбон — триас). Одновременно с перерывами в осадконакоплении (перед плинсбахом, в тоаре, аалене, перед келловеем) в пределах субплатформенной и платформенной частей Северного склона образовались многочисленные небольшие осадочные и остаточные месторождения железа. Они концентрируются в Кубань-Чегемском междуречье, в Дагестане, в бассейнах рек Малая и Большая Лаба. В соответствии с направлением нижне-среднеюрской трансгрессии самые древние руды известны на западе (плинсбах); первые железорудные горизонты в Центральном Кавказе имеют тоарский возраст, сферосидериты Дагестана сформировались в аалене. В бассейнах рек Большая и Малая Лаба и Белая оолитовые и конгломератовидные инфильтрационно-осадочные залежи невелики и руды имеют низкие содержания железа.

К востоку от Кубани верхнетоарские, ааленские и келловейские руды представлены бурожелезняковыми оолитами и сферосидеритами. Наибольшее число железорудных проявлений этого района располагается на Бечасын-Бермамытском плато к югу от Кисловодска. Судя по элементам-примесям, присутствующим в рудах, их происхождение связано с размывом коры выветривания древних ультраосновных массивов, локализованных в фундаменте платформы. В верхнетриасовое — юрское время образовалось железо-хром-никелевое Малкинское месторождение, пространственно и генетически связанное с серпентинитовым массивом. Основная часть руд, по данным М. И. Калганова (1946), Н. А. Прищепы и А. М. Красновидовой, сформировалась осадочным путем при размыве и переотложении коры выветривания серпентинитов. Нижне-среднеюрские толщи осадочного чехла эпигерцинской платформы содержат в целом значительные количества железа. Последнее обогащает отдельные горизонты, а также рассеяно по всему разрезу, где часто встречаются сидеритовые конкреции. По-видимому, только отсутствие благоприятных условий концентрации помешало образованию на Северном Кавказе крупных месторождений железа юрского возраста.

В нижне-среднеюрское время на платформе происходило образование углей. Известны плинсбахские угли Кубани и Малки. К востоку от р. Баксан угленосным становится аален. Характерное отличие северокавказских углей — состав содержащихся в них элементов-примесей.

Начало палеогенового периода ознаменовалось на Северном Кавказе незначительными движениями, не изменившими тектонический план региона. Палеоценовые и эоценовые образования представлены здесь однообразной глинисто-мергелистой толщей (Милановский, Хаин, 1963). На северо-западе Северного Кавказа нижнепалеогеновые осадки более грубозернисты. Мощности нижнего палеогена уменьшаются и к западу от Большой и Малой Лабы в области Адыгейского поперечного поднятия, северо-западнее которого палеоцен-нижнеэоценовые отложения относятся к флишевой формации (свиты Цеце, Горячего ключа, ильская, зыбзинская). К востоку от Кавказских Минеральных Вод палеоцен-среднеэоценовые отложения отсутствуют. В районе Нальчика они появляются вновь, имеют малую мощность, что характерно для всей восточной части Северного Кавказа. В верхнепалеоценовых отложениях встречаются горизонты отбеливающих глин-нальчикинов.

На рубеже среднего и верхнего палеогена на Большом Кавказе проявилась фаза воздыманий, приведшая к замыканию флишевых прогибов, а в олигоцене начали формироваться крупные поднятия и сопряженные с ними краевые и межгорные прогибы. В воздымание вовлекались краевые части эпигерцинской платформы (Лабино-Малкинская зона). На всем Северном Кавказе в олигоцене — начале среднего миоцена накапливалась майкопская свита песчано-глинистых пород, материал которой поступал с Главного хребта. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) считают ее молассой, ознаменовавшей начало формирования передовых прогибов. С денудацией Главного хребта связано образование нескольких типов осадочных месторождений. В бассейне рек Зеленчук, Большая и Малая Лаба в верхах майкопа выделяется песчанистая толща, сформировавшаяся в устье палеореки. Она содержит четыре разобщенные пачки марганцевых руд (Лабинское месторождение). Руда, по И. М. Варенцову, представляет собой агрегат марганцевых и марганцево-глинистых оолитов, сферолитов, сцементированных вместе с обломочным кварц-глауконитовым материалом марганцевой и глинисто-железистой тонкодисперсной массой. Руды карбонатные и относятся к никопольской (ортокварцит-глауконит-глинистой) рудной формации.

В среднемайкопских отложениях Предкавказья встречаются повышенные содержания титановых и циркониевых минералов, а в сарматском ярусе они образуют значительные россыпи. С. И. Гурвич с соавторами (1964) предполагают, что россыпи имеют сложную связь с отложениями Русской платформы, которые были источником материала при формировании мезо-кайнозойских пород Большого Кавказа. После их разрушения минералы титана и циркония вновь были перемещены на север в область их нынешнего залегания.

К майкопским, сарматским и мэотическим толщам приурочены месторождения адсорбционных и огнеупорных глин в Краснодарском крае (Хамкетинское, Таманское), Ставрополье (Горячеводское), Северной Осетии (Ахсарисарское, Гора Лысая) и Чечено-Ингушетии (Серноводское, Слепцовское, Старогрозненское и др.). Для майкопской свиты характерно присутствие фосфоритосодержащих горизонтов.

Комплекс полезных ископаемых, образовавшихся при накоплении майкопа (марганец, минералы титана, повышенные содержания некоторых других элементов), свидетельствует о том, что в олигоцен-миоценовое время в Центральном Кавказе интенсивно разрушались изверженные породы основного состава.

В послемайкопское время продолжал развиваться Северо-Кавказский краевой прогиб, который был расчленен Ставропольским поднятием на два — Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский. В них в среднем и верхнем миоцене и плиоцене накапливалась и продолжает накапливаться в настоящее время мощная толща верхних моласс. На Таманском полуострове с мелководной фацией киммерийского яруса (глинистыми песками, ракушечниками) связаны оолитовые бурые железняки, слагающие Керченское и Таманское месторождения. По мнению А. У. Литвиненко (1961), источником железа при их формировании была мезо-кайнозойская кора выветривания пород Украинского кристаллического щита, Крыма и Кавказа. С разрушением пород киммерийского яруса в антропогене связано образование прибрежных россыпей ильменита, расположенных у мыса Железный Рог на Тамани.

Магматическая деятельность в мио-плиоценовое и четвертичное время выразилась во внедрении лакколитов повышенной щелочности в районе Кавказских Минеральных Вод, с которыми связаны скарновые и гидротермальные проявления и излияния лав типа эльбрусских и казбекских.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Приведенные данные по истории развития Северного Кавказа позволяют выделить здесь ряд металлогенических зон, соответствующих определенным тектоническим единицам. Эти зоны были сформированы в результате геологических процессов каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского тектоно-магматических циклов, но их консолидация произошла в различное время. Несмотря на определенную преемственность, тектоническое развитие одних и тех же участков в каждый из циклов имело своеобразные черты. Они могли входить в различные зоны, где проявлялся характерный для данной тектонической обстановки минерагенез. Геологические процессы более поздних циклов в одних случаях протекали активнее предшествующих, в других — обладали той же интенсивностью или проявлялись в более слабой степени. В соответствии с этим древние металлогенические зоны либо сохранились в первозданном виде, либо вмещают разнообразное разновозрастное оруденение или же характеризуются оруденением, свойственным только последней металлогенической эпохе. Сохранение первоначального металлогенического облика зоны зависит также от формы ее перехода в консолидированное состояние. Если оно совершалось с инверсией, то древнее оруденение обычно уничтожалось; в случае «припаивания» к жесткой раме без обращения тектонических движений месторождения сохранялись (Передовой хребет). Сохранность первичного металлогенического облика зоны зависит и от ее дальнейшей истории — преобразовалась ли она в фундамент платформы (и в этом случае имеющиеся месторождения сохраняются) или была вновь вовлечена в геосинклинальное развитие.

Нами предпринята попытка металлогенического районирования Северного Кавказа для каждого тектоно-магматического цикла. При этом для древних эпох не удается охарактеризовать всю территорию, так как значительные участки либо перекрыты молодыми отложениями, либо переработаны в результате последующих метаморфических и магматических процессов.

Для каледонской металлогенической эпохи более или менее уверенно выделяется Хасаутская металлогеническая зона (см. фиг. 1), соответствующая досилурийскому эвгеосинклинальному прогибу, где возможно формирование медноколчеданных и золотых месторождений. Превращение этого участка в платформу произошло без инверсии, и древнее оруденение могло сохраниться. Не исключено существование подобной зоны и в границах Передового хребта.

Для герцинской металлогенической эпохи выделяются следующие зоны:

Зона Южного склона, где прогибание совершалось непрерывно от начала среднего палеозоя до юры. Не исключена возможность присутствия здесь «доскладчатых» месторождений, а в прибрежных палеозойских молассах — россыпей.

Зона Главного хребта с редкометальным «доскладчатым» оруденением. В ее пределах выделяются Туялинский (Вазахохский), Черекский, Верхне-Баксанский, Уллукамский, Азгекский, Кти-Тебердинский, Большелабинский и другие рудные узлы и зоны.

Зона Передового хребта с интенсивным проявлением доскладчатых процессов имеет медную и цинковую колчеданную специализацию. По данным Г. А. Твалчрелидзе (1961), здесь выделяются пять рудных узлов: Бескесский, Урупский, Марухский, Кубано-Даутский и Худесский. Медноколчеданное оруденение предполагается и в верховьях р. Малки.

Бечасынская зона, имеющая общие черты с зоной Главного хребта. Ведущую роль здесь играет полиметаллическое послескладчатое

оруденение, концентрирующееся в Эльбрусской и Тызыл-Муштинской рудных зонах. Ее геоантиклинальный режим унаследован от каледонского цикла. Редкометальное оруденение складчатой стадии имеет второстепенное значение.

Хасаутская зона, в герцинское время остававшаяся пассивной, не несет характерных черт герцинской металлогении. Гранитоидный магматизм в зоне не проявлялся.

Кисловодская зона, аналогичная Бечасынской, с которой она сочленяется у западного замыкания Хасаутского прогиба. Почти полностью перекрыта осадочным чехлом; в единичных выходах на поверхность обнаружено редкометальное оруденение.

Для киммерийской металлогенической эпохи выделены:

Зона Южного склона с доскладчатым медным и, реже, полиметаллическим оруденением.

Зона Главного хребта, которая совпадает с одноименной орографической единицей и разделяется на Южную и Северную металлогенические подзоны.

Южная подзона, активно развивавшаяся в нижне-среднеюрское время, охватывает в центральной части хребта его перевальную полосу и южный склон. На северо-западе и юго-востоке в нее входит весь хребет. Подзона характеризуется проявлением юрского магматизма. Типоморфное для подзоны оруденение представлено полиметаллической и медно-пирротиновой рудными формациями. С юго-востока на северо-запад в Южной подзоне выделяются Самур-Ахтвачайский, Аварский, Армхинский, Фиагдонский, Садонский, Урухский, Азау-Шхельдинский, Кти-Теберда-Марухский, Пхия-Макерский, Уруштенский, Санчаро-Кардывачский, Тубинско-Белореченский и Верхне-Головинский рудные районы с однотипной полиметаллической минерализацией. Оруденение медно-пирротиновой формации в центральной части Большого Кавказа смещено к югу от полиметаллического, но на юго-востоке и северо-западе площади их распространения сближаются. Медно-пирротиновые рудопроявления подзоны концентрируются в Ахтычайском, Бежетинском, Андийском, Ассинском, Дарьяльском, Бурон-Фиагдонском, Урухском рудных районах, а также в верховьях рек Белой и Головинки.

Северная металлогеническая подзона соответствует наиболее жесткой в юрское время части Главного хребта, где прогибания были не столь значительны, как на юге. Типичные рудные формации подзоны — скарновая, кварц-молибденитовая, кварц-арсенопиритовая. Сложные по набору компонентов рудные узлы располагаются в окраинных частях жестких в киммерийскую эпоху блоков: Адайхохского (Теплинский, Сангутидонский, Танадонский, Цурунгульский) и Балкаро-Дигорского (Тырныаузский). Подобное оруденение возможно в Тебердинском и Большелабинском блоках.

Граница Южной и Северной металлогенических подзон весьма сложна, что объясняется их недостаточно четкой тектонической обособленностью и, по нашему мнению, препятствует выделению этих областей в виде самостоятельных металлогенических зон.

Предгорная минерагеническая зона объединяет месторождения и проявления осадочного (железо, галит, гипс, сера, уголь) и, редко, гидротермального (свинец, цинк, барит) генезиса. В западной и центральной частях региона эта зона располагается в пределах эпигерцинской платформы и оконтуривается на юге Пшекиш-Тырныаузским разломом, на севере — границей юрского моря. В Чечении и Дагестане Предгорная минерагеническая зона соответствует территории верхнеюрского — нижнемелового парагеосинклинального прогиба.

Для альпийской металлогенической эпохи, в южной части территории Северного Кавказа, где известны только верхнемеловые и на очень небольших участках палеогеновые образования, выделяется ряд ртутоносных зон и рудных районов:

Зона Южного склона — контролируется разломами, ограничивающими интенсивно развивавшийся позднекиммерийский — раннеальпийский прогиб. В пределах Северного Кавказа подразделяется на Мамисонскую и Баканско-Краснополянскую ртутоносные зоны и Эльбрусскую группу проявлений. Оруденение зоны Южного склона представлено ртутной, реальгар-аурипигментовой и ферберит-антимонитовой рудными формациями.

Абино-Гунайская (Северная) ртутоносная зона — совпадает с частью верхнемелового-палеогенового прогиба, расположенного к западу от Майкопско-Адлерской (по В. Е. Хайну, 1949) ступени на продолжении Передового хребта. Объединяет проявления монометальной ртутной формации. К востоку от этой зоны известен ряд ртутно-мышьяковых и сурьмяных проявлений (Хамышхи, Котел, Кишкит и др.).

Безепский рудный район — приурочен к сочленению зон Южного склона и Абино-Гунайской. Отличается максимальной на Кавказе концентрацией ртутного оруденения.

Джифутдагская ртутоносная зона — совпадает с крупной антиклиналью в юрских породах. Расположена в северо-восточной части Горного Дагестана. Рудопроявления ртути (Хпек, Ганцах и др.) относятся к монометальной формации.

Повышенные содержания ртути отмечены и в лакколитах рудного района Кавказских Минеральных Вод.

Предкавказская зона проявлений железа, марганца, титана в общих чертах соответствует области распространения майкопской свиты.

Пространственные взаимоотношения перечисленных зон, унаследованность металлогенического облика, интенсивность проявления рудной специализации позволяют говорить о том, что на Большом Кавказе характер минерализации зоны определяется типом структуры данного участка земной коры, которая для ряда зон в течение неогена была более или менее постоянна. Интенсивность оруденения в каждую эпоху зависела от того, каким блоком геосинклинали являлась данная зона. По-видимому, зона может сохранять потенциальную рудоносность определенного типа в течение нескольких эпох, но ее реализация зависит от того, какое положение займет зона в конкретной геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

Абуев Д. В. Условия локализации ртутного оруденения на Северном Кавказе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Ажгирей Г. Д. Материалы по стратиграфии нижней и средней юры Северной Осетии.— Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Ставропольское кн. изд-во, 1960а.

Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960б.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.

Баклаков М. С. Главнейшие металлогенические эпохи Центрального Кавказа.— Сб. научных трудов (Сев.-Кав. горно-металлург. ин-т), вып. 14, 1957.

Билибин Ю. А. Металлогенические принципы и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Борсук А. М., Борукаев Ч. Б. О меловых габброидах Западного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1965.

Бочарова Г. И. Стадии минералообразования двух групп гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа.— Вестн. МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 1, 1958.

Буадзе В. И. О возрастном взаимоотношении даек с оруденением на Худесском мелкоколчеданном месторождении.— Труды Кавказск. ин-та мин. сырья, вып. 2, 1960.

Бунин Г. Г., Романов Н. Т. О состоянии геологических исследований и задачах изучения рудных полезных ископаемых Дагестана (эндогенного происхождения).— Труды Ин-та геол. Дагестан. фил. АН СССР, вып. 3, 1963.

Варданянц Л. А. О металлогенической характеристике Центрального Кавказа.— Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 22, 1931.

Варданянц Л. А. О металлогении Кавказа.— Изв. АН СССР, ОМЕН, серия 7, № 8, 1933.

Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой Главного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1939.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии.— Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. серия, т. 10 (15), 1957.

Гамкрелидзе П. Д., Адамия Ш. А., Чихрадзе Г. А., Джавахишвили И. И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии.— Докл. АН СССР, серия геол., т. 153, № 2, 1963.

Герасимов А. П. Геологическое строение Северо-Кавказского края.— В кн.: Природные богатства Северо-Кавказского края. Сев.-Кавказск. краевое изд-во, 1935.

Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В. Древние титано-циркониевые россыпи. Изд-во «Недра», 1964.

Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Калганов М. И. Малкинское железорудное месторождение и перспективы его промышленного освоения.— В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР, 1946.

Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки).— Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Ставроп. кн. изд-во, 1960.

Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба.— В кн.: Геология Центр. и Зап. Кавказа, т. 3, Гостоптехиздат, 1962.

Круть И. В. О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа.— Литология и полезн. ископ., № 3, 1965.

Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М., Ляшенко А. И., Шаркова Т. Т. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1963.

Кузнецов И. Г. Основные черты геологии Кабардинской АССР.— В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд-во АН СССР, 1946.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113, петрогр. серия, № 33, 1950.

Литвиненко А. У. Состав и происхождение бурых железняков Керченского и Таманского месторождений.— Изв. высш. учебн. завед., серия Геол. и развед., № 4, 1961.

Лунев А. Л. О границах Главного Кавказского хребта в верховьях р. Кубани.— Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 10, 1962.

Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа.— Сов. геол., № 4, 1962.

Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— Сов. геол., № 6, 1962.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

Надарейшвили О. Ш. Основные черты петрохимии пород комплекса гранитоидов Главного хребта.— Труды Кавказск. ин-та минер. сырья, серия геол., вып. 1/3, 1960.

Надарейшвили О. Ш. О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта.— Труды Кавказск. ин-та минерал. сырья, серия геол., вып. 4/6, 1963.

Нетреба А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа.— Учен. записки Среднеазиатск. п.-и. ин-та геол. и минерал. сырья, вып. 6, 1961.

Пламеневский Л. Н. К вопросу о возрасте и генетической классификации рудных проявлений в центральной части Северного Кавказа.— Сб. трудов Орджоникид. ин-та цветных металлов, вып. 1, 1939.
Плошко В. В. Уруштенский магматический комплекс Северного Кавказа. Изд-во «Наука», 1965.
Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа.— В кн.: Новые данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа. М.— Л., 1946.
Робинсон В. Н. Палеозой Большого Кавказа.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 3, 1948.
Скрипченко Н. С. Закономерности образования и критерии поисков медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе.— В кн.: Закономерности размещения полезн. ископ., т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Скрипченко Н. С., Крюков Е. А. Об условиях накопления медеиосной вулканогенной формации в Худесском рудном поле и размещении в ней медноколчеданных руд.— В кн.: Материалы Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
Славин В. И. Новые данные о пермских отложениях в зоне Главного хребта на Северо-Западном Кавказе.— Науч. доклады высш. школы. Геол.-геогр. науки, № 1, 1958.
Смирнов В. И. Условия нахождения регенерированных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа.— Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Ставропольск. кн. изд-во, 1960.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Бочарова Г. И., Гончарова Т. Е., Демидова Н. Г., Орлов Р. Ю. Особенности магматизма и металлогении геосинклинальной и платформенной стадий развития западной части Большого Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
Смирнов В. И., Гончарова М. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.
Снежко Е. А. Некоторые вопросы закономерности размещения медноколчеданных руд на Северном Кавказе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
Снежко Е. А. К вопросу о стратиграфии кристаллических сланцев Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Тезисы докладов 2-й научной сессии Сев.-Кавк. совета по координации. Новочеркасск, 1965.
Снежко Е. А., Греков И. И., Миклухо-Маклай А. Д. О возрасте Карачаевской серии Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, серия геол., т. 160, № 5, 1965.
Сомин М. Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов.— Изв. высш. учебн. завед., серия Геол. и разведка, № 9, 1965.
Срабонян М. Х., Усик В. И. Фазы формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта (истоки рек Большой и Малый Зеленчук).— Сов. геология, № 2, 1964.
Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа.— Сов. геол., сб. 59, 1957.
Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Твалчрелидзе Г. А., Черницын В. Б., Черпопятов В. Е. Новые данные о палеозойском возрасте некоторых полиметаллических месторождений Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, т. 159, № 5, 1964.
Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа.— Сов. геол., № 39, 1949.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Ломизе М. Г. и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Ставропольск. кн. изд-во, 1962.
Черницын В. Б. О взаимоотношении магматических пород и полиметаллического оруденения в юрских сланцах Северного Кавказа.— Вестн. МГУ, № 4, 1961.
Черницын В. Б. Вертикальный интервал полиметаллического оруденения Горной Осетии.— Докл. АН СССР, т. 143, № 5, 1962.
Черницын В. Б., Цветкова З. А. О двух районах полиметаллического оруденения в юрских толщах Большого Кавказа.— Вестн. МГУ, № 3, 1960.

Северо-Кавказское геологическое управление

Р. Н. Абдуллаев

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИММЕРИЙСКОГО ЦИКЛА РАЗВИТИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

МАГМАТИЗМ

Малокавказская металлогеническая провинция характеризуется развитием мезозойского и кайнозойского магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации.

Малый Кавказ представляет собой сложно построенную область киммерийской и альпийской складчатости, наложенную на древний субстрат, в значительной степени определивший складчато-глыбовый характер его строения. Благодаря широкому развитию мощного комплекса вулканогенных образований, гранитоидных интрузивов, эндогенной минерализации, сравнительно незначительному развитию нормальных осадочных пород и некоторым тектоническим особенностям главная часть мегантиклинория Малого Кавказа относится к эвгеосинклинальной области.

Согласно В. И. Смирнову (1965), Малый Кавказ является полициклич-ным складчатым поясом, в истории формирования которого отчетливо выделяются киммерийский и альпийский геосинклинальные циклы. Оруденение киммерийского цикла сосредоточено в основном в Сомхито-Карабахской зоне, где характер проявления магматизма, последовательность внедрения гранитоидных интрузий и состав продуктов извержения эффузивного вулканизма тесно связаны с мезозойской историей тектоно-магматического развития. Эта зона отличается высоким положением докембрийского фундамента, широким развитием разрывных дислокаций, с которыми связано интенсивное проявление вулканизма и плутонизма. Она представляет одну из крупных тектонических единиц мегантиклинория Малого Кавказа, его крайнее северо-западное поднятие, и тесно связана с окаймляющим ее с северо-востока юго-западным бортом Куринской депрессии. С точки зрения развития мезозойского магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации эта зона выделяется как исключительно интересная. По количеству месторождений и проявлений, по разнообразию полезных ископаемых, а также по значимости сосредоточенных здесь крупных промышленных объектов Сомхито-Карабахская зона — одна из важнейших рудных областей Азербайджана. Она протягивается широкой полосой в северо-западном направлении более чем на 400 *км*.

В истории развития этой зоны выделяются геосинклинальная (ранняя), орогенная (средняя) и посторогенная (поздняя) стадии.

Геосинклинальная стадия отличается накоплением осадочных пород песчано-глинистой фации, отсутствием магматической деятельности и слабой эндогенной минерализацией.

В мезозойской истории Малого Кавказа решающее значение имеет орогенная стадия, с которой в пределах Сомхито-Карабахской зоны связано интенсивное проявление магматической деятельности. Эта стадия характеризовалась самыми мощными и значительными вулканическими и плутоническими процессами в истории развития Малого Кавказа. В орогенной стадии развития киммерийского цикла в пределах рассматриваемой области устанавливается наличие трех этапов вулканической деятельности, охватывающих соответственно байосскую, батскую и верхнеюрскую эпохи.

В байосский этап накапливались преимущественно вулканогенные образования андезит-базальтового и липарит-дацитового состава, мощностью до 2500 *м*. Вулканогенная серия андезит-базальтового состава отвечает раннему байосу, а в позднем байосе происходили извержения магмы липарит-дацитового состава. Коэффициент эксплозивности для основных вулканических пород составляет 65—70%, а для вулканогенных образований кислого состава 10—15%. Нижнебайосская серия пирокластических пород преимущественно порфиритового состава сложена вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, туффитами, туфобрекчиями, туфопесчаниками. Породы лавовой и субвулканической фаций представлены пироксен-плагиоклазовыми, диабазовыми, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, альбитофирами и др. Среди пород позднего байоса широко распространены кварцевые плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры, плагиогранит-порфиры и их туфы. Магматические процессы позднего байоса завершились внедрением плагиогранитовых интрузивов. Вулканические процессы батского этапа проявились на обширной территории и носили в основном эксплозивный характер, что обусловило преобладание пирокластолитов и пород вулканогенно-осадочной формации над породами лавовой фации. Вулканообломочные породы преимущественно андезитового состава представлены лавобрекчиями, вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами и туфоалевролитами. Лавовая и субвулканическая фация сложена плагиоклазовыми, диабазовыми, диоритовыми порфиритами, кварцевыми кератоспилитами, габбро-диабазами, гранодиорит-порфирами.

В батский этап вулканической деятельности накапливались мощные толщи туфогенно-осадочных, пирокластических образований и пород лавовой фации мощностью, достигающей 2200 *м*. Коэффициент эксплозивности батских вулканических пород равен 75—80%.

Вулканические процессы в течение верхнеюрского этапа во времени и в пространстве протекали с различной степенью интенсивности. В нижнем мальме вулканическая деятельность была крайне слабой, и в то время происходило в основном накопление нормально-осадочных и туфогенно-осадочных пород. В кимеридже, в результате бурной, взрывного характера вулканической деятельности накопились пестроцветные серии вулканических пород андезит-дацитового и базальтового состава. Одна из характерных особенностей вулканизма этого периода — преимущественно эксплозивный характер извержений в положительных структурах, где количество пирокластического материала достигает 80%. В позднем кимеридже в связи со складчатыми движениями в образования юрского возраста внедрились многочисленные гранитоидные интрузивы. Интрузии гранитоидов Сомхито-Карабахской зоны приурочены в основном к антиклинориям; реже они встречаются в синклинальных прогибах. В пределах Шамхорского антиклинория наибольшее количество гранитоидных массивов встречается преимущественно в сводовой части структуры, сложенной среднеюрской вулканогенной толщей. Шамхорская группа гранитоидов представлена Барумским, Джагирским, Кабахтапинским, Дашбулагским

и многочисленными мелкими интрузивными массивами, преимущественно гранодиоритового и кварц-диоритового состава.

К Дашкесанскому синклинорию приурочены Дашкесан-Зурнабадский и Кедабекский полифазные интрузивы габбро-гранодиоритового состава, весьма сходные между собой по геологическому положению, по петрологическим и металлогеническим особенностям.

В пределах Мровдагского антиклинория расположено около двух десятков мелких выходов гранитоидных интрузивов, которые объединены нами в Кошкардагскую и Кызылархачскую группы, выступающие на противоположных концах осевой части структуры. К перегибу Агдамского антиклинория приурочен Мехманинский гранитоидный массив. На северо-западном борту Агджакендского хребта, на южной окраине г. Кировабада выступает небольшой Учтапа-Кызылкаинский гранитоидный массив, формировавшийся в две фазы интрузивной деятельности.

Тесное чередование мезозойских интрузивных и эффузивных образований затрудняет детальное возрастное расчленение гранитоидов, связанных с орогенной стадией развития киммерийского цикла.

Орогенная стадия в развитии Малого Кавказа охватывает довольно значительный интервал времени — в 35—30 млн. лет (средняя и верхняя юра). В этот период, сопровождающийся бурными магматическими процессами, внедрялись два разновозрастные комплекса гранитоидов. К первому комплексу относится Атабекский и Гильанбирский плагиогранитовые интрузивы, абсолютный возраст которых определен в 163 млн. лет, что соответствует средней юре. Кроме того, близость петрографического и петрохимического составов плагиогранитов и среднеюрских кварцевых плагиопорфиров, а также пространственная их сопряженность позволяют рассматривать их как комагматические продукты среднеюрских кислых магматических образований.

К интрузивному комплексу поздневерхнеюрского возраста относятся Шамхорская, Дашкесан-Кедабекская, Учтапа-Кызылкаинская и Мехманинская группы гранитоидов; их абсолютный возраст соответственно 134, 144, 141 и 136 млн. лет. В свете новых данных по тектоно-магматическому развитию северо-восточной части Малого Кавказа и по данным абсолютного возраста гранитоидов более молодого комплекса, магматический процесс завершился в конце орогенной стадии киммерийского цикла развития, соответствующей поздневерхнеюрскому времени. В тесной генетической связи с комплексом поздневерхнеюрских гранитоидов формировались скарново-железорудные гидротермальные, полиметаллические и медно-цинковые месторождения.

Согласно схеме тектоно-магматического развития, наиболее продуктивная металлогеническая эпоха рассматриваемой области — средне- и верхнеюрская, когда вслед за складчатыми движениями происходили интенсивные вулканические процессы и внедрение гранитоидных интрузий.

В период посторогенной стадии огромная территория проявления юрского магматизма превращается в область завершенной складчатости. С посторогенной стадией развития связано образование самостоятельных малых интрузивов порфиритов, диабазовых порфиритов, лампрофиров в виде серии даек, приуроченных преимущественно к зонам разломов. Они наиболее отчетливо выделяются в пределах Дашкесанского, Кедабекского и Мехманинского рудных полей. В Дашкесанском рудном районе дайковые поля развиты и на северном участке, и на южном Амамчайском участке. В Дашкесане насчитывается более 200 даек и мелких неправильных по форме магматических тел, сложенных диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-порфиритами, лампрофирами, которые располагаются в основном вне контура гранитоидного интрузива среди вулканогенно-осадоч-

ных пород батского, келловейского, оксфордского и кимериджского возрастов.

В Кедабекском рудном поле самостоятельные малые интрузивы широко развиты в пределах медно-серноколчеданного месторождения. Здесь на участке площадью в 0,5 $км^2$ гидротермально-измененные плагиогранит-порфиры рассечены серией самостоятельных малых интрузивов, представленных преимущественно дайками диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов и микродиабазов. Общее количество малых интрузивов достигает 100, причем большинство их северо-западного простирания. В Кедабеке штоки колчеданных руд пересечены дайками порфиритов и диабазовых порфиритов.

Важная петрохимическая особенность магматических пород орогенной и посторогенной стадий киммерийского цикла Малого Кавказа в том, что магма, породившая как основные, так и кислые породы, имела известково-щелочной характер при существенном преобладании натрия. Так, например, для позднебайосских кварцевых плагиопорфиров характерно значительное преобладание Na_2O над K_2O ($K_2O/Na_2O = 0{,}28$) и присутствие избыточного глинозема. Гранитоиды позднего кимериджа по составу соответствуют кварцевому диориту.

Для юрского времени отмечается тесная сопряженность более основных пород с кислыми, причем в большинстве случаев кислые породы завершают магматическую деятельность орогенной стадии. Указанные группы пород и существующие переходные разновидности относятся к известково-щелочной серии пород, которые отличаются друг от друга в основном по содержанию SiO_2.

Одна из петрологических особенностей юрских магматических образований Малого Кавказа — отсутствие типичных спилит-кератофировых формаций, свойственных первичным геосинклиналям. Незначительное развитие кварцевых кератофиров среди нижнебайосских и батских вулканических образований в пределах Мровдагского и Карабахского антиклинориев связано с подводным излиянием лавы в относительно неглубоко прогибавшиеся участки названных структур. Поэтому весь комплекс юрских магматических образований Сомхито-Карабахской зоны объединен нами в андезит-диоритовую группу формаций, типичную для вторичных геосинклиналей. Андезит-диоритовая группа формаций объединяет андезит-дацитовую и гранитоидную формации. Андезит-дацитовая формация подразделяется на порфиритовую и кварц-плагиопорфировую субформации. В порфиритовую субформацию входят преимущественно различные порфириты и сопровождающие их пирокластические образования. Кварц-плагиопорфировая субформация включает характерные для позднего байоса кварцевые плагиопорфиры. Гранитоидная формация распадается на диоритовую и на гранодиоритовую субформации. Диоритовая субформация включает диориты, габбро-диориты и габбро, гранодиоритовая — позднебайосские плагиограниты, позднекиммерийские гранодиориты и кварцевые диориты.

Важной особенностью юрского магматизма Малого Кавказа является комагматичность эффузивов и гранитоидов, что отличает последние от гранитоидов батолитовой формации. Анализ фактических материалов показывает, что вопрос о едином источнике юрских эффузивов и гранитоидов для исследованной территории решается положительно. Среди юрских гранитоидов Малого Кавказа выделяются две различающиеся по составу возрастные группы, каждая из которых указывает на завершение соответствующего этапа магматической деятельности. Более тесная связь эффузивов с интрузивами отмечена для позднего байоса. Близость петрографического и петрохимического составов байосских плагиогранитов и кварце-

вых плагиопорфиров, а также их пространственная сопряженность позволяют рассматривать их как комагматические образования.

Кимериджский этап магматизма завершается внедрением многочисленных гранитоидных интрузий в пределах почти всех структур Сомхито-Карабахской зоны. При сопоставлении состава эффузивных образований кимериджского этапа с составом связанных с ним гранитоидов легко устанавливается более кислый состав последних по сравнению с продуктами эффузивного магматизма. Кроме того, при сопоставлении эффузивных и интрузивных образований кимериджского этапа обнаруживается также ряд существенных отличий, выражающихся в резко подчеркнутых свойствах гибридизма и незавершенной контаминации. Эти отличия объясняются общим направлением эволюции магматических очагов, а также различными фациальными условиями их формирования в верхнем структурном этаже. При последовательном выделении сходные и близкие по времени магматические породы постепенно изменяют свой петрографический и химический состав. Изменчивые составы интрузивных пород свидетельствуют о более широкой дифференциации исходной магмы и в условиях глубоких очагов, и по пути их следования в верхний структурный этаж.

Имеющийся материал о связи юрских гранитоидов и эффузивов указывает на базальтоидное происхождение юрских гранитоидных интрузивов Малого Кавказа. Кроме того, данные геохимических исследований показывают, что среднеюрские основные и средние вулканические породы отличаются повышенным содержанием V, Cr, Ni, Ti и Co, а для кислых эффузивных пород обычны кларковые и выше кларкового содержания V, Ti, Cr, Pb, Mn, Ni, Cu и Zr. В то же время в породах юрской вулканогенной формации не обнаружены W, Mo, Sn, Cd, In, La, Hf. Все это также указывает на принадлежность основных и кислых пород юрской магматической формации к единой магме базальтоидного состава.

Геохимическая специализация мезозойских магматических образований Малого Кавказа изучена недостаточно. Имеются данные лишь для некоторых среднеюрских эффузивов и субвулканических образований, а также для позднекимериджских гранитоидов, которые наряду с общими магматическими особенностями отличаются также металлогенической специализацией. В среднеюрских эффузивах андезитового и андезит-базальтового состава присутствуют Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Cr, Ca, в кварцевых плагиопорфирах — Ti, Zr и Sr.

Мехманинский гранитоидный интрузив отличается полиметаллической специализацией. Это подтверждается повышенным содержанием Zn, Cu в гранитоидах Мехманинского массива и наличием месторождений вблизи интрузива. Для Шамхорской группы гранитоидов металлогеническая специализация не установлена. В то же время общим для всех позднеюрских гранитоидов Малого Кавказа является отсутствие вольфрамовой, молибденовой и оловянной специализации. Позднекимериджские гранитоиды характеризуются кларковым и ниже кларкового содержанием W и Mo в породах и низким (менее 0,01%) содержанием этих элементов в породообразующих и акцессорных минералах, отсутствием W и Mo минерализации в Сомхито-Карабахской зоне. Позднеюрские интрузивы относятся также к группе неоловоносных гранитоидов; содержание Sn в них ниже или близко к кларку Sn для неоловоносных гранитоидов. При этом рассеянное олово в минералах содержится в незначительном количестве, а рудные проявления олова не установлены.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В эндогенной минерализации Малого Кавказа чрезвычайно важное значение имеет киммерийская металлогеническая эпоха. В пределах рассматриваемой области она охватывает время от лейаса до неокома включительно и выражена в основном в пределах Сомхито-Карабахской зоны, где устанавливаются средняя и поздняя стадии, соответствующие орогенному и посторогенному этапам тектоно-магматического цикла. В средней и поздней стадии киммерийской металлогенической эпохи формировались соответствующие им генетические типы месторождений.

Ранняя стадия характеризуется отсутствием магматизма и эндогенной минерализации. Проявление медного оруденения, встречающегося в виде тонких прожилков и вкрапленности пирита и халькопирита, связано с прорывающими нижнеюрскую песчано-глинистую толщу байосскими плагиогранит-порфирами.

Средняя стадия соответствует орогенному этапу развития Сомхито-Карабахской зоны с широким развитием эндогенной минерализации. Со средней стадией киммерийской металлогенической эпохи связаны контактово-метасоматические месторождения железа, гидротермальные месторождения медного колчедана, медно-цинковых, медно-серноколчеданных, полиметаллических руд, барита, алунита, золота, а также многочисленные проявления редких элементов. Все серноколчеданные месторождения, генетически связанные с постмагматическими процессами субвулканической и интрузивной фацией липарит-дацитовой магмы (кварцевые плагиопорфиры), формировались в позднем байосе и почти все приурочены к полосе распространения верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров.

Эндогенная минерализация поздней стадии киммерийской металлогенической эпохи представлена гидротермальным кобальтовым и медным (?) оруденением, связанным с посторогенными самостоятельными малыми интрузиями.

Колчеданная формация характерна для средней стадии киммерийской металлогенической эпохи и встречается в структурно-фациальных подразделениях Сомхито-Карабахской зоны. Согласно данным Г. Х. Эфендиева (1957), по составу рудных минералов выделяются следующие минеральные типы месторождений: пиритовый, пирит-халькопиритовый, пирит-халькопиритовый со сфалеритом, пирит-энаргитовый и сфалерит-халькопиритовый. Пиритовый тип по возрасту относится к позднему байосу, остальные — к позднему кимериджу.

К пиритовому типу колчеданной формации относятся широко распространенное серноколчеданное оруденение, представленное рядом крупных месторождений и проявлений, приуроченных к Шамхорскому, Гейгельскому и Карабахскому антиклинориям. Серноколчеданные месторождения пространственно связаны с субвулканическими и интрузивными фациями позднебайосских кварцевых плагиопорфиров и имеют гидротермальное происхождение. По минералогическому составу и генетическим особенностям месторождения этого типа довольно однообразны, представляют вполне определенную генетическую группу и имеют преимущественно пиритовый состав руд. В незначительном количестве, в виде примеси, присутствуют также халькопирит, сфалерит, тетраэдрит. Морфологически месторождения этой группы представлены штокообразными, линзовидными телами и вкрапленным типом оруденения. Они известны в Чирагидзорском, Тоганалинском месторождениях и в Гейгельском, Загликском, Нузгерском, Славянском, Чолпанском, Иткрыланском и Артюно-Гомерсском рудопроявлениях. Серноколчеданные тела штокообразной формы обычны для Чирагидзорского месторождения, где рудоконтролирующими структурами являются северо-восточные разломы.

Пирит-халькопиритовый со сфалеритом тип колчеданной формации представлен Кедабекским месторождением, где рудные тела, имеющие линзовидно-штокообразную форму, приурочены к верхним частям тел кварцевых плагиопорфиров. Всего на месторождении насчитывается 12 рудных тел, представленных плоскими штоками и линзами весьма изменчивой формы и размеров. Халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые руды локализованы лишь в верхних частях штоков, нижние горизонты последних сложены серноколчеданными рудами.

Сфалерит-халькопиритовый тип представлен Ново-Гореловским месторождением, приуроченным к среднеюрским вулканогенным образованиям и эндоконтакту позднекимериджского гранитоидного интрузива. Рудное тело имеет штокообразную форму и сложено сфалеритом и халькопиритом. В незначительном количестве встречаются также кварц, барит, пирит, марказит, пирротин, халькозин и золото.

Халькопирит-пиритовый тип колчеданной формации встречается в тесной генетической и пространственной связи с позднекимериджскими гранитоидами Мровдагского и Агдамского антиклинориев. В пределах Мровдагского антиклинория известны Кошкардагская и Кызылархачская группы медно-серноколчеданных проявлений. Кошкардагская группа состоит из Кашкачайского и Сарысуинского участков, где оруденение представлено тремя вещественно-морфологическими типами: кварц-халькопирит-пиритовыми рудами жильного типа, халькопирит-пиритовыми рудами вкрапленного типа и халькопирит-пиритовыми рудами вкрапленно-прожилкового типа. На Сарысуинском участке встречаются также пирит-сфалеритовые руды вкрапленно-прожилкового типа. Кызылархачская группа состоит из собственно Кызылархачского, Кечалдагского и Эльбекдашского участков. В первых двух участках оруденение выражено вкрапленным и прожилково-вкрапленным типами и сложено в основном пиритом и халькопиритом. На Эльбекдашском участке медные руды имеют прожилково-линзовидный и вкрапленный характер и приурочены к пачке кимериджских известняков.

Гематитовая формация характеризует начальный (байосский) этап средней стадии киммерийской эпохи и представлена Алабашлинским месторождением и Чардахлинским и Зивлянским рудопроявлениями. Алабашлинское месторождение гематита приурочено к нижнебайосской вулканогенной толще и состоит из двух рудных тел пластообразной формы. Верхний рудный пласт размыт на значительной площади, нижний прослежен на площади около 2 *км*^{2}. Железные вкрапленные и массивные руды возникли при гидротермальном замещении туфов гематитом вдоль слоистости. Руды сложены гематитом, гетитом, гаусманитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, ковеллином, халькозином, кварцем, серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, алунитом и каолинитом. Чардахлинское жильное проявление гематита расположено в экзоконтакте Атабекского плагиогранитового интрузива среди кварцевых плагиопорфиров. Кроме гематита, в руде встречаются также магнетит и пирит. Чардахлинские гематитовые руды кобальтоносны.

Скарновая формация свойственна средней стадии киммерийской металлогенической эпохи Малого Кавказа. Она приурочена к Дашкесанской структурно-фациальной зоне. Скарны этой зоны генетически и пространственно связаны с Дашкесанским и Кедабекским гранитоидными интрузивами, отличающимися между собой минеральным составом. Выделяются магнетит-гранатовый тип (Дашкесанский гранитоидный массив) и скаполит-волластонит-везувиановый тип, развитый только в контактовом ореоле Кедабекского интрузива. Скаполит-волластонит-везувиановые скарны безрудны.

По данным М. А. Мустафабейли, И. М. Либерзона и Д. М. Ахмедова (1964) в пределах Дашкесанского железорудного месторождения по морфологическим признакам выделяются четыре группы рудных тел:

1) рудные тела пластообразной формы, скарнированные путем замещения карбонатной толщи в тех частях, где известняки содержали примесь туфогенного материала (северо-западный, северо-восточный и Дардаринский участки);

2) рудные тела линзообразной формы, разделенные безрудными скарновыми участками; эта морфологическая группа, приуроченная к пачке так называемых переходных слоев, располагается на контакте лузитанских известняков с кимериджской вулканогенной толщей. К ней относятся залежи Южно-Дашкесанского месторождения;

3) рудные тела, залегающие среди лузитанских известняков; морфологически представляют узкие полосы;

4) жилообразные скарново-магнетитовые образования, приуроченные к зонам контакта дорудных даек диоритовых и диабазовых порфиритов с известняками лузитанской фации.

Алунитовая формация — своеобразная металлогеническая особенность юрских вулканогенных образований Малого Кавказа. Алунитовая залежь в пределах Дашкесанской структурно-фациальной зоны представлена крупнейшим Загликским месторождением. В пределах этого месторождения алунитизации подвергались породы кимериджской вулканогенной толщи. Месторождение состоит из трех рудных пачек, согласных с общим залеганием пород. В пределах рудоносных пачек довольно чистые алунитовые руды чередуются с бедными, зачастую каолинизированными и пирофиллитизированными прослоями. Часто алунитизированные туфы в восточном направлении переходят в пирофилитизированные туфы, а последние — в каолиниты. На Загликском месторождении, кроме алунита, пирофиллита, каолинита, установлены также другие высокоглиноземистые минералы — диаспор, зуниит и корунд.

Баритовая формация занимает важное место в эндогенной минерализации киммерийской металлогенической эпохи; она сосредоточена в основном в пределах Шамхорской и Гейгельской структурно-фациальных зон. Все баритовые месторождения приурочены к байосским, батским и верхнеюрским вулканогенным образованиям и характеризуются общностью геолого-тектонических и генетических особенностей. Оруденение контролируется тектоническими трещинами главным образом северо-западного и, реже, северо-восточного направлений. Морфологически баритовые жилы имеют линзообразное, четковидное или рубцовое строение. Основные минеральные компоненты баритовых жил — барит, кварц и кальцит. В некоторых месторождениях указанный парагенезис дополняется флюоритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, не имеющими, однако, сколько-нибудь заметного развития и фактически относящимися к числу минералов-примесей.

В пределах северо-восточной части Малого Кавказа известны Шамхорское, Човдарское, Кущинское, Загликское, Баянское, Азатское, Чайкендское, Башкишлагское, Тонашенское месторождения и ряд мелких проявлений. В нижних горизонтах Човдарского и Башкишлакского месторождений заметно развито полиметаллическое оруденение, представленное в преобладающем количестве галенитом, иногда сфалеритом при подчиненном значении халькопирита, пирита, реже — борнита, халькозина, блеклых руд и др. Полиметаллическое оруденение проявляется на нижних горизонтах баритовых жил или образует сравнительно небольшие по размерам пирит-полиметаллические жилы, расположенные на площадях баритовых месторождений.

Формация полиметаллических руд характерна для позднего этапа средней стадии киммерийской металлогенической эпохи Малого Кавказа и пространственно связана с Агдамской и Шамхорской структурно-фациальными зонами. Согласно предложенной А. Д. Керимовым (1964) классификации полиметаллических месторождений Азербайджана, в пределах Сомхито-Карабахской зоны выделяются следующие типы полиметаллических месторождений:

1) свинцово-цинковый (собственно полиметаллический тип) — Мехманинское месторождение;

2) медно-свинцово-цинковый тип (медно-полиметаллический) — Ново-Гореловское месторождение;

3) цинково-свинцово-баритовый тип (барит-полиметаллический) — Човдарское, Башкишлагское, Баянское и Кущинское месторождения.

В пределах Агдамского антиклинория находится Мехманинское месторождение свинцово-цинковых руд. В геологическом строении его принимает участие батская осадочно-вулканогенная толща, прорванная дайками. Рудные образования Мехманинского месторождения локализованы в мощной региональной зоне разлома субширотного направления. В истории формирования структуры месторождения выделяются складчатый, дайковый, рудный и послерудный этапы. Морфологически рудные тела Мехманинского месторождения относятся к типу трещинных жил. В состав рудных тел входят сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, блеклая руда, марказит, гематит, магнетит, пирротин, борнит, висмутин, серебро, золото, кварц, кальцит, анкерит, доломит, барит, англезит, церуссит, смитсонит, азурит, малахит, ковеллин, гетит и гидрогетит.

Анализ минералогических и структурно-текстурных особенностей руд дал возможность К. И. Мусеибову (1962) установить в формировании Мехманинского месторождения гипогенный и гипергенный этапы. В гипогенном этапе выделяются семь стадий минерализации.

В пределах Шамхорского антиклинория полиметаллическое оруденение представлено Башкишлагским, Баянским, Човдарским, Кущинским и Ново-Гореловским проявлениями жильного типа.

Кобальтовая формация характерна для поздней стадии киммерийской металлогенической эпохи Сомхито-Карабахской зоны. Кобальтовое оруденение фиксируется в Дашкесанском рудном районе, где оно приурочено к тектонически раздробленным участкам. Кобальтовая минерализация Дашкесанского рудного района представлена тремя главными морфологическими типами: 1) жильным, в котором кобальтовые руды приурочены к разрывным структурам, располагаясь вдоль контактов гидротермально-измененных даек и по зонам гидротермально-измененных пород; 2) линзами и гнездами сульфоарсенидов кобальта в нарушенных участках скарново-магнетитовых руд; 3) прожилковыми, вкрапленными и неправильной формы выделениями рассеянного металла в скарно-магнетитовых рудах и за их пределами.

В составе кобальтовых руд присутствуют минералы: главные — магнетит, кобальт-пирит, халькопирит, кобальтин, аллоклазит, арсенопирит; второстепенные — мушкетовит, гематит, галенит, сфалерит, маггемит, пирротин, глаукодот, молибденит, марказит, кубанит, самородный висмут, висмутин; редко встречающиеся — меннеит, миллерит, саффлорит, данаит, валлерит, лёллингит и электрум.

Для полной характеристики киммерийской металлогенической эпохи исследованной области необходимо также упомянуть об экзогенных месторождениях, связанных с юрской осадочно-вулканогенной толщей, правда не имеющих промышленного значения. Здесь можно упомянуть о магнетитовых туфопесчаниках и гипсах, встречающихся среди туфогенных по-

род. Экзогенные проявления магнетита и титаномагнетита приурочены к туфопесчаниковым прослоям средне- и верхнеюрской вулканогенной толщи Дашкесанского и Шамхорского районов.

Залежи гипса известны на обширной территории Агджакендского синклинального прогиба и приурочены к кимериджской осадочно-вулканогенной толще. Агджакендское месторождение самое значительное среди них. Здесь гипсовая залежь имеет линзообразную форму. Мощность гипсовой залежи, разделенной прослоем известняков на верхний и нижний горизонты, 190 *м*.

Рудные пояса и рудные узлы

Рудные пояса. В некоторых случаях те или иные рудные формации, локализуясь в нескольких структурно-фациальных подразделениях рассматриваемой зоны, образуют полосы, перекрывающие ряд структур с отличными тектоно-магматическими условиями.

В Сомхито-Карабахской зоне наиболее отчетливо устанавливаются два рудных пояса (см. фигуру).

Баритовый пояс северо-восточной части Малого Кавказа прослеживается с перерывами в северо-западном направлении вдоль северного борта Сомхито-Карабахской зоны, в пределах Шамхорской, Гейгельской и Агдамской структур на протяжении более 100 *км* при ширине 15 *км*. Всюду оруденение приурочено к трещинам, пересекающим средне- и верхнеюрские вулканогенные образования.

Колчеданный пояс Сомхито-Карабахской зоны прослеживается в основном в пределах Шамхорской структуры, частично охватывает Мровдагский и Карабахский антиклинории и с перерывами протягивается на 120 *км* при ширине в среднем 20 *км*. Всюду в этом поясе колчеданная минерализация тесно ассоциируется с субвулканической фацией кварцевых плагиопорфиров и представлена штокообразным, линзовидным и вкрапленным типами оруденения.

Рудные узлы. В пределах рудных поясов в Сомхито-Карабахской зоне выделены следующие рудные узлы.

Асрикчайский рудный узел представлен Беюккишлагским, Сафарлинским, Иткирланским и Шыныхским проявлениями серно-медноколчеданных руд жильного, прожилкового и вкрапленного типов, приуроченных к песчано-глинистым отложениям лейаса, нижнебайосским вулканогенным образованиям и верхнебайосским кварцевым плагиопорфирам.

Кедабекский рудный узел, состоящий из Биттибулахского медно-мышьякового, Ново-Гореловского медно-цинкового, Славянского серноколчеданного, Кедабекского медно-серноколчеданного месторождений, размещен среди кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса и порфирит-туфогенных пород нижнебайосского подъяруса.

Дашкесанский рудный узел, в котором можно выделить два рудных поля: Дашкесанское и Човдарское. Дашкесанское рудное поле объединяет Дашкесанское железорудное и Загликское алунитовое месторождения, которые пространственно и генетически связаны с Дашкесан-Зурнабадским гранитоидным массивом; концентрация рудных тел отмечается в верхнеюрских и батских осадочно-вулканогенных толщах. Човдарское рудное поле расположено к северо-западу от Дашкесанского и характеризуется развитием баритовых жил, заполняющих трещины в верхнебайосских и батских вулканогенных отложениях.

Чирагидзорский рудный узел включает Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле и Башкишлагское месторождение. В Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле входят Чирагидзорское и Тоганалинское месторождения, Гейгельское, Загликское проявления серного колчедана, приуроченные к

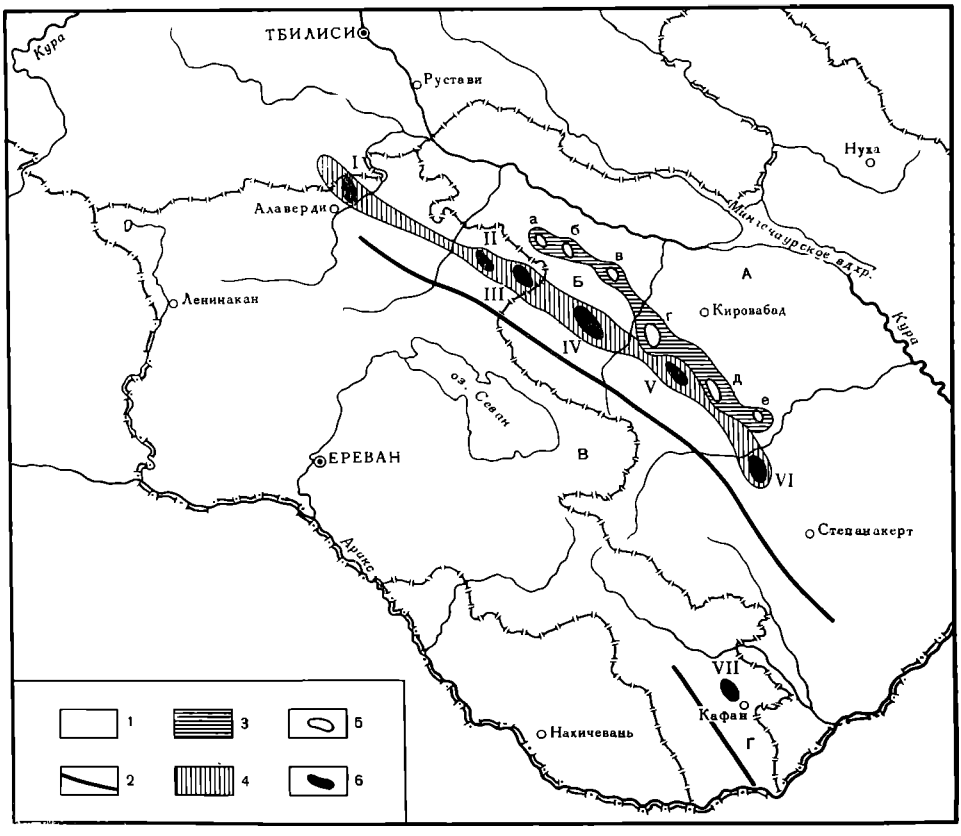


Схема расположения баритового и колчеданного поясов в Сомхито-Карабахской зоне Малого Кавказа

1 — структурно-фациальные зоны (*А* — Куринская депрессия, *Б* — Сомхито-Карабахская, антиклинорий, *В* — Севано-Акеринская, синклинорий, *Г* — Кафанский антиклинорий); *2* — региональные разломы; *3* — баритовый пояс; *4* — колчеданный пояс; *5* — баритовые месторождения (*а* — Асрик-Джирдаханское, *б* — Яныхлинское, *в* — Шамхорское, *г* — Човдар-Кущинское, *д* — Чайкенд-Башкишлагское, *е* — Тонашенское); *6* — серно-медноколчеданные месторождения и рудные поля (*I* — Алаверди-Шамлуг-Ахталинское, *II* — Шамшадинское, *III* — Асрикчайское, *IV* — Кедабекское, *V* — Чирагидзорское, *VI* — Артюно-Гомерское, *VII* — Кафанское)

кварцевым плагиопорфирам. Башкишлагское месторождение барита находится в 20 *км* к юго-востоку от Чирагидзора, оруденение жильного типа сконцентрировано в батской вулканогенной толще.

Кошкардагский рудный узел объединяет Кошкачайский, Кошкардагский и Сарысуинский рудные участки серно-медноколчеданного и цинкового оруденения вкрапленно-прожилкового типа, приуроченного к нижней вулканогенной толще.

Мровдагский рудный узел с медно-серноколчеданными проявлениями Кызылархачского, Кечалдагского, Яншахского участков и Эльбекдашским месторождением меди расположен среди вулканогенных образований батского и кимериджского ярусов.

Мехманинский рудный узел, в котором развит ряд медно-пиритовых, медных и полиметаллических месторождений, приурочен к батской осадочно-вулканогенной толще. Наиболее значительно Мехманинское свинцово-цинковое месторождение жильного типа.

СВЯЗЬ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА С ЮРСКИМ МАГМАТИЗМОМ

Положение во времени различных типов оруденения в процессе развития интрузивных и эффузивных образований и пространственная приуроченность их к тем или иным интрузивным, эффузивным фациям или малым интрузивам мезозойского магматизма представляется следующим образом.

В соответствии с закономерностью развития мезозойского магматизма, на Малом Кавказе вслед за формированием верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров в лавовой и субвулканической фациях следовало внедрение интрузий плагиогранитов. С постмагматической гидротермальной деятельностью вулканизма этой магмы связаны серноколчеданная и гематитовая минерализация. Оруденение пространственно приурочено к субвулканической и лавовой фациям кварцевых плагиопорфиров, плагиогранитам позднебайосского возраста и нижнебайосской вулканогенной толще.

По вопросу о связи серноколчеданного оруденения Малого Кавказа с магматическими образованиями в настоящее время существуют различные точки зрения. По мнению одних геологов, все колчеданное оруденение этой территории связано с гранитоидными интрузивами вообще, по представлению других оно обнаруживает генетическую связь только с субвулканической фацией кварцевых плагиопорфиров.

Геологические наблюдения над мезозойскими колчеданными месторождениями исследованной области и анализ существующей литературы по другим районам Малого Кавказа показывают, что оруденение колчеданного типа генетически связано в основном с кислыми субвулканическими породами верхнебайосского возраста и этот тип минерализации — одна из характерных особенностей байосского этапа средней стадии киммерийской металлогенической эпохи Сомхито-Карабахской зоны. Локализация колчеданного оруденения происходила как в верхнебайосской, так и в нижнебайосской вулканогенных толщах. Поэтому перспективно рудоносен в отношении колчеданного оруденения мощный комплекс вулканических образований байосского этапа. Генетическую связь колчеданного оруденения с среднеюрскими субвулканическими кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами в пределах Алавердского, Ахтальского и Шамлугского месторождений Северной Армении (северо-западное продолжение Сомхито-Карабахской зоны) и в Кафанском рудном поле убедительно доказали А. П. Лебедев и Э. Г. Малхасян (1965). По их данным, связь оруденения с кварцевыми порфирами доказывается: тесной пространственной приуроченностью оруденения к субвулканическим кварцевым порфирам и альбитофирам, совпадением фаций глубинности руд и интрузий, а также совпадением возраста колчеданного оруденения и субвулканических образований.

В пределах Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа к батской вулканогенной толще приурочены многочисленные баритовые месторождения и проявления, образующие баритовый пояс Азербайджана. По мнению большинства геологов, генезис баритовых жил связан с постмагматической гидротермальной деятельностью гранитоидов. Однако вопрос о генетической связи баритовых месторождений с гранитоидными интрузивами окончательно не решен. Вместе с тем геологическое положение и пространственная приуроченность баритовых месторождений к батской вулканогенной толще, отсутствие гранитоидных интрузивов в непосредственной близости от проявлений баритовой минерализации способно навести на мысль об отсутствии генетической связи баритового оруденения с гранитоидами. Принимая во внимание сказанное о геологическом по-

ложении баритовых месторождений, мы можем с большей долей вероятности считать, что жилы баритового пояса, заполняющие трещины в батской вулканогенной толще, обязаны своим происхождением постмагматической гидротермальной деятельности субинтрузивной фации батского этапа вулканизма.

На генетическую связь баритовых месторождений западной Грузии с эффузивным вулканизмом указывает Г. С. Дзоценидзе (1960).

А. Д. Керимов (1964) в результате изучения баритовых месторождений Сомхито-Карабахской зоны, приуроченных преимущественно к разрывным структурам антиклиналей, сложенных среднеюрской вулканогенной толщей, также приходит к заключению об отсутствии парагенетической связи баритовой и барит-полиметаллической минерализации с гранитоидными интрузивами. Керимов указывает на парагенетическую связь баритового оруденения Човдарского и Башкишлагского месторождений с малыми магматическими телами юрского вулканизма, представленными субинтрузивами андезитового порфирита и кварц-диоритового порфирита. Он считает, что субинтрузивы, с которыми ассоциируются баритовые жилы, представляют собой продукты относительно неглубоко располагающихся магматических очагов, явившихся источниками бария. Концентрации бария способствовала также петрохимическая особенность андезитовой магмы юрского вулканизма и близкое соотношение геохимических параметров калия и бария, на что впервые обратил внимание Г. С. Дзоценидзе (1960) при рассмотрении генезиса баритовых месторождений западной Грузии. В соответствии с этим А. Д. Керимов (1964) считает, что бедная калием магма юрского вулканизма Сомхито-Карабахской зоны не могла способствовать усвоению бария продуктами эффузивного вулканизма; это подтверждается низким содержанием калия и бария в юрских субинтрузивных, субвулканических образованиях и в эффузивах баритоносной полосы Малого Кавказа. По-видимому, главная масса бария в магме обособлялась в постмагматическую стадию вулканического процесса и обогащала гидротермальные растворы.

Одна из характерных особенностей кимериджского вулканизма — присутствие среди мощных прослоев пирокластических пород крупных линз гипса (Юхары Агджакенд, Монашид, Достагир, Тонашен). Наличие залежей гипса и известняков линзообразной, штокообразной форм залегания среди вулканических образований кимериджского яруса проливает некоторый свет на их генезис. Долгое время вопрос о генезисе карбонатов и гипса, встречающихся среди кимериджских вулканогенных образований Малого Кавказа, не решался однозначно, и был высказан ряд предположений относительно их формирования. В последнее время многие исследователи относят их к типичным осадочным образованиям лагунных бассейнов.

Анализ фактического материала относительно геологического положения известняков и гипсовых залежей, а также их взаимоотношения с вмещающими пирокластическими породами показывают, что прослои и линзы карбонатов и сульфатов среди кимериджских вулканогенных образований связаны с концентрацией жидких и газообразных продуктов вулканических извержений в небольших по объему замкнутых бассейнах. В таких бассейнах повышенная концентрация углекислоты и серной кислоты в воде при благоприятных условиях привела к накоплению карбоната и сульфата. А. А. Куденко и В. П. Стеценко (1963) на материале палеозойских вулканогенных отложений Центрального и Южного Казахстана доказали возможность накопления карбонатных отложений на продуктах наземных вулканических образований. На этом основании они, кроме выделенных Н. М. Страховым (1956) собственно эффузивной, эф-

фузивно-терригенной и эффузивно-кремнистой формаций, выделяют вулканогенную кремнисто-карбонатную формацию.

Наши исследования кимериджского наземного вулканизма Малого Кавказа показали, что с деятельностью кимериджского вулканизма генетически связано не только образование карбонатных отложений, но и формирование крупных залежей гипса.

Из изложенного можно сделать заключение, что, кроме выделенной названными исследователями вулканогенной кремнисто-карбонатной формации, следует дополнительно выделять вулканогенную карбонатно-сульфатную формацию.

С позднекимериджскими гранитоидами генетически и пространственно связано подавляющее большинство эндогенных месторождений различных генетических типов. К ним в первую очередь следует отнести магнетитовую, медную, медно-полиметаллическую минерализацию.

Территориально крупная залежь алунитов Заглика локализуется на некотором расстоянии от северо-западного контакта Дашкесанского интрузива и стратиграфически приурочена к кимериджской вулканогенной толще. Относительно генезиса Загликских алунитов мнения геологов расходятся. М. А. Кашкай (1961) и большинство геологов, работающих в этом районе, придерживаются мнения о генетической связи алунитовой и пирофиллитовой минерализации с Дашкесанским гранитоидным интрузивом. При этом возникновение алунитовых руд Кашкай считает результатом воздействия пневматолитических процессов, связанных с постмагматической деятельностью Дашкесанского интрузива, на кимериджские эффузивы и туфы.

А. Н. Петровская (1948 г.) и М. В. Дубовская (1946 г.) на основании изучения геологического положения и структурно-минералогических особенностей алунитов в Загликском месторождении считают, что алунитовая минерализация обусловлена воздействием термальных сернокислых растворов постмагматической деятельности кимериджских вулканических процессов, породивших лавовые и пирокластические образования в условиях замкнутого бассейна, где происходили метасоматические изменения туфовых и лавовых пород гидротермальными растворами, обогащенными серной кислотой.

Не останавливаясь подробно на сказанном относительно генезиса алунитовых руд Загликского месторождения, отметим, что оба соображения дискуссионны. Для научного обоснования этих взглядов требуются дальнейшие исследования.

С самостоятельными малыми интрузивами поздней стадии киммерийской металлогенической эпохи парагенетически связано кобальтовое оруденение Дашкесана. Всюду, и на северном, и на южном месторождениях, возраст кобальтового оруденения близок возрасту диабазовых даек. Кобальтовая минерализация локализуется или в зальбандах даек, или в зонах дробления и в сбросах, пересекающих дайки, что несомненно свидетельствует о том, что оруденение моложе или близко по возрасту диабазовым малым интрузивам. Связь даек и оруденения — парагенетическая, определяющаяся лишь общностью магматического очага. Во времени они разделены тектоническими нарушениями, по которым позднее поступали гидротермальные растворы.

Таким образом, в пределах северо-восточной части Малого Кавказа, кроме эндогенной минерализации, связанной с гранитоидными интрузивами, имеются месторождения, не имеющие прямых признаков связи с гранитоидами и ассоциирующиеся в пространстве с субинтрузивными и субвулканическими образованиями.

ВЫВОДЫ

Приведенный фактический материал по истории геологического развития, магматизму, металлогении и рудным формациям Сомхито-Карабахской зоны позволяет выделить циклы минерализации и установить тесную взаимосвязь между закономерностью развития вулканизма и стадиями металлогенических эпох.

В зависимости от интенсивности магматических процессов, фациального характера продуктов вулканической деятельности, их состава и геохимической особенности, этапы мезозойского магматизма средней и поздней стадий киммерийского цикла отличаются определенными типами минерализации.

1. Байосский этап с проявлением порфиритовых и кварц-плагиопорфировых вулканических образований и плагиогранитных интрузивов обусловлен интенсивным развитием колчеданного оруденения (Чирагидзор, Тоганалы, Кедабек, Асрикчай, Арутюн-Гомер) и гематитовой минерализации (Алабашлы, Чардахлы, Зивлян).

2. Батский этап магматизма, породивший преимущественно породы порфиритовой формации с субинтрузивной фацией, характеризуется развитием интенсивной гидротермальной минерализации барита и слабым барит-полиметаллическим оруденением (Човдар, Кущи, Баян, Чайкенд, Башкишлаг и Тонашен).

3. Верхнеюрскому этапу эффузивного и интрузивного магматизма, особенно гранитоидным интрузивам, свойственно широкое развитие магнетитовых скарнов (Дашкесан), месторождений меди (Кедабек, Кашкачай, Эльбекдаш и др.), цинка (Ново-Гореловка, Кошкардаг, Кедабек, Мехмана), свинца и цинка (Мехмана, Баян), алунита (Заглик).

4. С поздневерхнеюрско-неокомскими малыми интрузивами парагенетически связана гидротермальная кобальтовая минерализация (Северный и Южный Дашкесан).

Таким образом, для металлогении юрского периода в Сомхито-Карабахской зоне главные металлы: железо — в скарновых, медь, кобальт, барит, алунит, цинк, свинец — в гидротермальных месторождениях. Второстепенное значение имеют цинк, мышьяк и железо в месторождениях гидротермального типа. В металлогении рассматриваемой области другие цветные и редкие металлы имеют ничтожное значение.

Между закономерностью развития мезозойского вулканизма и стадиями металлогенических эпох устанавливается следующая взаимосвязь.

Ранняя стадия киммерийской металлогенической эпохи, соответствующая лейасу, отличается развитием исключительно осадочных пород в песчано-глинистой фации и отсутствием магматических процессов. В раннюю стадию киммерийской эпохи эндогенная минерализация не проявилась.

Средняя стадия киммерийской металлогенической эпохи совпадает с байосским, батским и верхнеюрским этапами развития юрского вулканизма. С верхнеюрским этапом связана активность гранитоидной магмы, внедрившейся в юрскую вулканогенную толщу в моменты небольших тектонических движений. Для средней стадии характерна сложная многометальная минерализация с проявлением колчеданных, железных, алунитовых, баритовых, медных, цинковых и свинцовых руд и связанных с ними редких и рассеянных элементов.

Поздняя стадия, совпадающая с консолидацией Сомхито-Карабахской зоны, характеризуется развитием малых интрузивов, с которыми парагенетически связано кобальтовое оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.

Дзоценидзе Г. С. Роль эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Кашкай М. А. Алунитовые месторождения, их классификация и сопутствующие процессы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1961.

Керимов А. Д. Основные типы свинцово-цинковых месторождений Азербайджана.— Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук, № 2, 1964.

Куденко А. А., Стеценко В. П. К вопросу о роли вулканизма в формировании осадочно-эффузивных и осадочных толщ.— Труды лабор. палеовулканизма (Казах. н.-и. ин-т мин. сырья), вып. 2, 1963.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. Изд-во «Наука», 1965.

Мусеибов К. И. Дайки и оруденение Мехманинского рудного района.— Изв. АН Аз.ССР, серия геол.-географ. наук и нефти, № 3, 1962.

Мустафабейли М. А., Либерзон И. М., Ахмедов Д. М. Основные закономерности размещения эндогенных месторождений Дашкесанского рудного поля.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Статья 1. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1956; Статья 2. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956.

Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.

Институт геологии им. И. М. Губкина АН Азерб. ССР

И. Г. Магакьян

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Значительный размах геологических работ, проведенных за последнее время коллективами геологов Армянского государственного производственного геологического комитета, Института геологических наук Академии наук Армянской ССР и Ереванского государственного университета, привел к накоплению большого нового материала по закономерностям размещения оруденения на территории Армянской республики. В связи с этим настоятельной необходимостью явилось создание прогнозно-металлогенической карты, отражающей все те изменения, какие произошли после 1945 года — даты составления в Институте геологических наук, под руководством автора настоящей статьи, первого варианта прогнозно-металлогенической карты территории Армянской ССР.

Геолого-структурная основа карты создана С. С. Мкртчяном с учетом материалов многих геологов (Аракелян, 1951, 1959; Вегуни, 1956, 1960; Асланян, 1958; Пафенгольц, 1959; Азарян, Акопян, 1959; Габриелян, 1959 и др.).

Металлогеническая нагрузка дана автором с использованием всех доступных материалов геологических коллективов Армении.

При составлении нового варианта карты учтена принятая в СССР методика составления прогнозно-металлогенических карт, на которых, кроме обозначений типа, формаций, ведущих металлов и перспектив отдельных месторождений, выделены площади распространения отдельных стадий развития (ранняя, средняя, поздняя и конечная — для отдельных эпох оруденения). Последнее очень важно для прогноза и целеустремленного направления поисково-разведочных работ.

На металлогенической карте произведены некоторые обобщения, но все же вулканогенно-осадочные толщи различного возраста расчленены достаточно дробно, с выделением рудовмещающих литологических комплексов. Детально расчленены и выделены на карте рудоносные интрузивные комплексы различного возраста и фаций глубинности: древние палеозойские гранито-гнейсы, предверхнеюрские до нижнемеловых субвулканические интрузии альбитофиров и плагиопорфиров Алавердского и Кафанского рудных районов, верхнеюрские — преднижнемеловые гранитоиды (Кохб, Чочкан, Цав), предверхнеэоценовые субвулканические кварцевые порфиры Тандзут-Чибухлинской зоны, верхнеэоценовые до нижнемиоценовых гранитоиды и щелочные интрузии Памбак-Зангезурской зоны, мио-плиоценовые малые интрузии и экструзии кислого-сред-

него состава и наконец верхнемеловые и эоценовые гипербазиты Севанской зоны.

С каждым из этих интрузивных комплексов генетически и обычно тесно пространственно связана специфичная минерализация. Так, с субвулканическими альбитофирами и плагиопорфирами тесно связана колчеданная формация руд с серноколчеданным, медно-серноколчеданным и барит-полиметаллическим типами; с верхнеэоценовыми и олигоцен-миоценовыми гранитоидами — многочисленные месторождения медно-молибденовой, полиметаллической и золото-сульфидной формаций, а также скарновые и собственно-магматические месторождения железных руд; с мио-плиоценовыми малыми интрузиями и экструзиями кислого-среднего состава связаны месторождения и проявления золото-теллуровой и ртутно-сурьмяной формаций; с гипербазитами верхнего мела — эоцена — месторождения хромита и проявления платины и никеля.

Месторождения показаны на карте значками, форма которых отражает генетический тип, цвет окраски — рудную формацию или ведущий металл, а размер знака — масштаб. Кроме того, отдельными стрелками, отходящими от значка, показаны перспективы флангов рудного поля; обвод знака жирной линией означает перспективность глубоких горизонтов месторождения.

На территории Армянской ССР по специфике геологического строения и минерализации выделены три структурно-металлогенические зоны (пояса): Алаверди-Кафанский, Памбак-Зангезурский и Севано-Амасийский (см. фигуру). Месторождения этих зон представлены следующими рудными формациями:

1) медно-молибденовая (типичные месторождения Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и другие, развитые в Памбак-Зангезурской зоне);

2) колчеданная (месторождения Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян в Алаверди-Кафанской зоне, Чибухли и Тандзут в Севано-Амасийской зоне);

3) полиметаллическая (месторождения Даралагеза, Зангезура и др.);

4) апатит-магнетитовая (Капутан);

5) титаномагнетитовая (Сваранц, Калакар);

6) скарновая магнетитовая (Раздан, Кохбская группа и др.);

7) золото-сульфидная (Меградзор, Тандзут, Гегарчин-Каялу и др.);

8) золото-теллуровая (Зод);

9) марганцевая эксгаляционно-осадочного типа (Севкар-Саригюх, Сваранц и др.);

10) хромитовая (Шоржа, Джиль, Дара и др.);

11) сурьмяная (Азатек, Амасия);

12) мышьяковая (Сарвард);

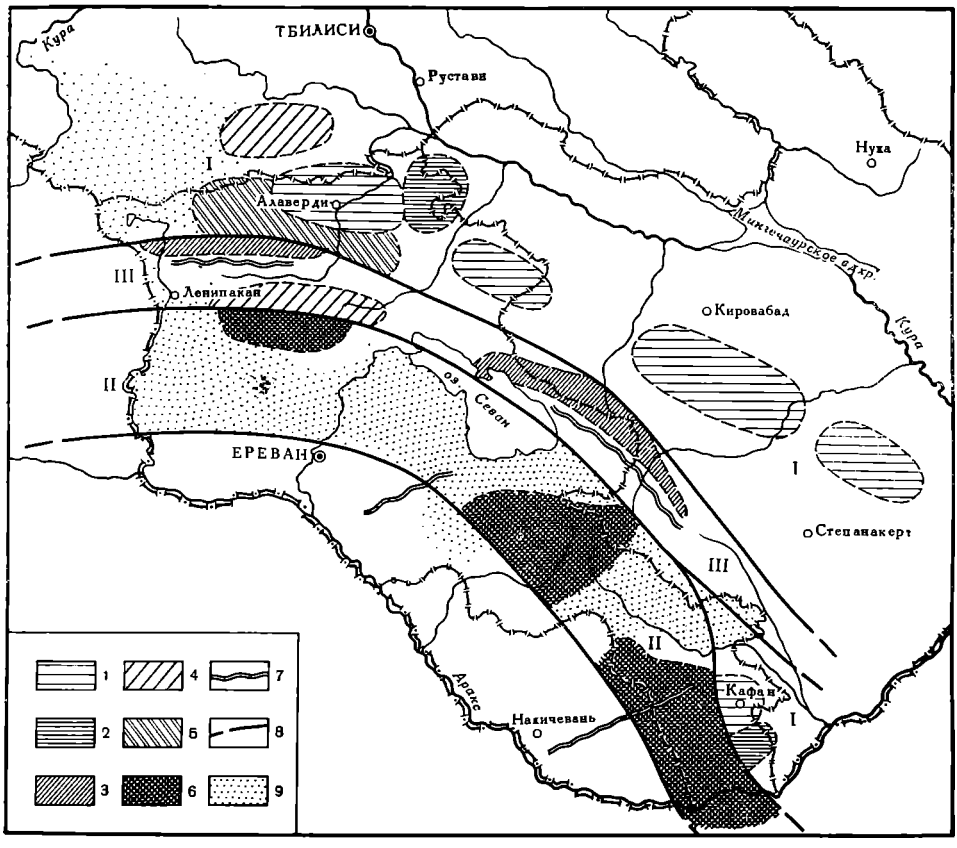
13) медно-мышьяковая (Мец-дзор);

14) ртутная (Сараландж, Кясаман и др.).

На геолого-структурной основе с выделенными металлогеническими поясами (зонами) и нанесенными месторождениями показаны ареалы (площади) развития минерализации меди, свинца и цинка, молибдена, золота, ртути, железа, вольфрама, висмута, олова. Указанные ареалы нанесены с учетом всех имеющихся данных — шлиховых, металлометрических, гидрогеохимических и геофизических, полученных геологами Армении.

Исходя из общих геологических предпосылок и установленных ореолов, на наложенной на карту восковке выделяются перспективные на отдельные металлы или рудные формации районы, ставится прогноз их открытия и определяется направление работ.

Медно-молибденовая формация располагается в пределах Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны и генетически тесно свя-



Структурно-металлогенические зоны территории Армянской ССР (и смежных частей Грузинской ССР и Азербайджанской ССР)

Структурно-металлогенические зоны: *I—I* — Алаверди-Кафанская, *II—II* — Памбак-Зангезурская, *III—III* — Севано-Амасийская. Размещение оруденения в пределах отдельных стадий и металлогенических эпох: *Киммерийская эпоха*: *1* — колчеданное оруденение J_1 — J_3 (ранняя стадия); *2* — железо, золото J_3 — Cr_1 (средняя стадия). *Альпийская эпоха*: *3* — хромитовое оруденение Cr_2 — Pg_2^3 (ранняя стадия); *4* — колчеданное оруденение Cr_2—Pg_2 (ранняя стадия); *5*—медь, полиметаллы Pg_2^3 (средняя стадия); *6* — медно-молибденовое оруденение Pg_3 — N_1 (поздняя стадия); *7* — золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение N_1 — N_2 (конечная стадия); *8* — границы рудных зон; *9* — площади, перекрытые покровами лав N_2 — Q

зана с гранитоидами олигоцен-миоценового возраста. Месторождения залегают внутри массивов гранитоидов и, реже, в их экзоконтакте, контролируются крупными разрывными нарушениями — Дебаклинским, Мисханским и другими и сопряженными с ними второстепенными дизъюнктивными структурами.

Перспективы дальнейшего роста запасов медно-молибденовых руд связаны прежде всего с продолжением разведочных работ в пределах выявленных рудных полей Каджарана, Агарака, Дастакерта, Джиндары, Анкавана, где интерес представляют фланги рудных полей и их глубокие горизонты. При этом необходимо учитывать, что на медь более перспективны верхние горизонты рудных полей и участки, несколько удаленные от крупных рудоподводящих структур, а на молибден наоборот — глубокие горизонты и участки, примыкающие к крупным разломам.

Колчеданная формация приурочена главным образом к Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоне и отчасти к Севано-Амасий-

ской зоне. Месторождения пространственно и генетически (в смысле общности родоначального очага) тесно связаны с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров предверхнеюрского возраста в пределах Алаверди-Кафанской зоны и предверхнеэоценового возраста — в пределах Севано-Амасийской зоны. В первом случае они залегают среди вулканогенной толщи средней юры, во втором — среди вулканогенной толщи среднего эоцена.

Колчеданные месторождения приурочены к сводовым частям куполовидных антиклиналей второго порядка и контролируются разрывными нарушениями, благоприятными рудовмещающими горизонтами и экранами непроницаемых пород. Среди колчеданных месторождений выделяются серноколчеданные, медно-серноколчеданные и барит-полиметаллические. Перспективы роста запасов медных колчеданных руд связаны прежде всего с продолжением разведки известных месторождений — Шамлуг, Алаверди, Кафан, Карнут (Армутлы) и других.

Полиметаллическая формация представлена главным образом жильными месторождениями свинцово-цинковых руд с примесью меди и молибдена в Зангезуре и Даралагезе, которые находятся в тесной генетической связи с гранитоидами олигоцена — миоцена в пределах медно-молибденового пояса, а также медно-свинцово-цинковыми жильными и метасоматическими месторождениями зоны Марц-Привольное (в бассейнах рек Марцигет и Дзорагет), находящимися в генетической связи с гранитоидами верхне-эоценового возраста. Полиметаллическая минерализация Зангезура и Даралагеза относится к поздней стадии единого рудного процесса, в раннюю стадию которого были отложены медно-молибденовые руды. Поэтому месторождения полиметаллических руд располагаются, как правило, в пределах рудных полей медно-молибденовых месторождений, на флангах или в их верхних горизонтах.

Полиметаллическая минерализация зоны Марц-Привольное тесно связана с медной минерализацией и представляет собой более позднюю стадию рудного процесса, начавшегося с отложения медных или медно-гематитовых руд.

Железорудные месторождения подразделяются нами на три формации: апатит-магнетитовую, титаномагнетитовую и скарновую магнетитовую.

Апатит-магнетитовая формация представлена одним значительным по масштабу месторождением Капутан и рядом проявлений в Зангезуре (Калакар, Апкес и др.). По генетическому типу она относится к гистеромагматическим образованиям со значительной ролью наложенных пневматогидротермальных процессов. Рудные тела пластообразно-линзообразные, дайкообразные и жилообразные, состоят в основном из магнетита со значительной местами примесью фтор-апатита.

Титаномагнетитовая формация представлена Сваранцским месторождением с дайкообразными рудными телами, содержащими в среднем 20% Fe, 1—2% TiO_2 и 0,1% V_2O_5.

Скарновая магнетитовая формация представлена контактово-метасоматическими месторождениями Мармаринской зоны в Разданском и Кироваканском районах, Кохбской зоны — в Ноемберянском районе и рядом других. Наибольший интерес представляет разведанное Разданское месторождение с запасами руды высокого качества около 200 млн. *т*, а также Кохбская группа месторождений (Цакеридон, Мисхана, Карцах и др.), пока слабо изученная.

Перспективны площади интенсивных магнитных аномалий вдоль Мармаринской надвиговой зоны (Ахавнадзор и др.), вокруг Кохбского интрузива и к северу от него и в верховьях р. Шишкерт.

Золото-сульфидная формация, генетически тесно связанная с умеренно-

кислыми гранитоидами главным образом верхнеэоценового — миоценового и нижнемелового возраста, представлена жильными среднетемпературными золото-полиметаллическими месторождениями.

Золото-теллуровая формация представлена месторождением Зод в Басаргечарском районе и проявляется также в районе Анкавана и Мегрздзора, где накладывается на более ранние и высокотемпературные типы минерализации.

Марганцевая формация месторождений эксгаляционно-осадочного и гидротермального генезиса с кристаллическими псиломелан-пиролюзитовыми и местами браунит-родонитовыми рудами представлена пластообразными и жилообразными телами и брекчированными зонами среди вулканогенно-осадочной толщи верхнего мела, реже — среди эффузивов эоценового и более молодого возраста. Эти месторождения небольшого масштаба слабо изучены и почти не разведаны. Привлекает внимание Севкар-Саригюхская группа месторождений в Иджеванском районе, Сваранцское в Горисском районе и месторождения Даралагеза (Горадис, Мартирос, Кармрашен).

Хромитовая формация характеризуется небольшими гистеромагматическими месторождениями массивных и вкрапленных руд, залегающих среди дунитовых массивов Севано-Амасийского гипербазитового пояса. Наибольший интерес представляют Шоржинская, Джильская и Даринская группы месторождений, в особенности глубокие горизонты этих рудных полей, где на глубину размеры и число дунитовых массивов и приуроченных к ним хромитовых тел увеличиваются.

Сурьмяная формация представлена двумя сравнительно небольшими месторождениями: Азатекским с антимонитовыми и буланжеритовыми жилами и Амасийским с реальгар-антимонитовыми рудами.

Мышьяковая (реальгар-аурипигментовая) *формация* выделяется по небольшим месторождениям и проявлениям в Сисианском районе (Сарвард и др.) с ограниченными перспективами.

Медно-мышьяковая (энаргит-теннантитовая) *формация* представлена небольшим Мец-дзорским месторождением в Степанаванском районе и проявлениями в Сисианском районе; перспективы этой формации ограничены.

Ртутная (киноварная) *формация* намечается мелкими месторождениями и проявлениями в Басаргечарском районе (Сараландж, Кясаман, Буратапа и др.), а также мелкими проявлениями в бассейне рек Марцигет (Лорут, Икатак), Веди (Карабахлар) и в Шамшадине (бассейны рек Ахум и Тавуш).

Судя по шлиховым ореолам киновари, перспективны на ртуть и заслуживают постановки детальных поисковых работ в первую очередь Басаргечарский и Красносельский районы, а также бассейны рек Арыглы (Сисианский район), Веди, Марцигет, Ахум и Тавуш.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ВИСМУТА, ВОЛЬФРАМА, ОЛОВА, ПЛАТИНЫ

Висмут типичен для руд медно-молибденовой, колчеданной, полиметаллической и обеих золоторудных формаций Армении, проявляется в виде изоморфной примеси в сульфидах и образует самостоятельные минералы (самородный висмут, сульфиды и сульфосоли висмута, теллуриды висмута).

При направлении поисков на висмутовые руды следует учитывать наиболее тесную связь висмута в условиях Армении с рудами золото-сульфидной, золото-теллуровой и полиметаллической формаций.

Вольфрам довольно характерен для скарновых и гидротермальных медно-молибденовых зон и некоторых месторождений золота (Гамзачиман), представлен везде шеелитом. Шлиховые ореолы шеелита установлены в бассейнах верховьев рек Мармарик и Агстев, а также в верховьях бассейнов рек Гехи, Вохчи и Мегри; в соответствии с этим и должны быть направлены поиски.

Олово не характерно для рудных процессов на территории республики; минералы олова (касситерит, станнин, самородное олово) встречаются редко и в незначительных количествах в рудах медно-мышьяковой и колчеданной формаций и в некоторых типах эффузивных и интрузивных щелочных пород. Шлиховые ореолы олова установлены по северо-восточному побережью озера Севан (бассейны рек Масрик, Кясаман, Караиман, Цовагюх), а также в верховьях рек Мармарик и Раздан.

Платина установлена химическими анализами во многих образцах ультраосновных пород и хромитовых руд Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоны и в некоторых типах колчеданных руд. Единичные знаки платины встречены в шлихах на участках Шоржинского и Зодского месторождений.

Исходя из общих геохимических соображений, следует проверить на содержание металлов группы платины (Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru), руды медно-молибденовой формации, особенно молибденитовые концентраты, а также руды титаномагнетитовой формации месторождений Сваранц, Калакар и др.

Интересно выяснить, какие новые данные получены по отдельным металлам, что из прогнозов, данных в первом варианте металлогенической карты (1945 г.), оправдалось и в какой степени.

Железо. К 1945 г. сколько-нибудь значительные концентрации железных руд на территории республики не были известны. Правда, уже тогда обосновывались перспективы на железо контактовых зон Кохбской интрузии, участков Разданского и Капутанского месторождений. Эти прогнозы оправдались полностью.

За прошедшие 20 лет на территории Армянской ССР изучено и частично разведано до 50-ти железорудных месторождений и проявлений, из которых по крайней мере три (Раздан, Капутан и Сваранц) заслуживают серьезного внимания.

Разданское месторождение, расположенное в 40 *км* к северу от Еревана, относится к скарновому (контактово-метасоматическому) типу и является аналогом известных месторождений этого типа — Дашкесана в Азербайджане, г. Магнитной на Южном Урале и др.

В эпидот-гранат-магнетитовых скарнах месторождения содержится 40% Fe, руды лишены вредных примесей S и P; их намечено использовать для выплавки специальных сортов сталей. Запасы оцениваются сотнями миллионов тонн. Экономические условия благоприятные, по условиям залегания возможна разработка месторождения открытым способом.

Капутанское месторождение расположено в 25 *км* к северо-востоку от Еревана у подножья г. Атис (Гядис) и относится к магматическим образованиям апатит-магнетитовых руд (аналог Кируны в Швеции). В массивных рудах 50—70% Fe, в брекчированных и вкрапленных 20—30% Fe. Запасы таких руд оцениваются сотнями миллонов тонн. Руда содержит также в среднем 2% P_2O_5 (в виде апатита). На базе этих руд магнитной сепарацией можно получить высококачественные магнетитовые и апатитовые концентраты, организовать выплавку качественных сталей и производство фосфорных удобрений.

Сваранцское месторождение находится в Горисском районе (Зангезур) возле одноименного селения, на склонах г. Арамазд. Месторождение

представлено дайками и линзами магнетитовых оливинитов и относится к гистеромагматическим месторождениям титаномагнетитовой формации. На месте может быть организовано обогащение руд и их агломерация, после чего часть агломерата (с 55—60% Fe и 0,3% V_2O_5) можно плавить на месте, а другую — вывозить на Руставский металлургический комбинат.

Кроме кратко охарактеризованных трех месторождений, суммарные запасы которых достигают 1 млрд. *т* руды, интерес представляют скарновые месторождения Ахавнадзор и Кохб, гистеромагматическое месторождение Калакар и осадочное месторождение Агарцин типа ископаемых магнетитовых россыпей (магнетитовых песчаников).

По данным магнитометрии на карте выделены и другие значительные площади, перспективные на железные руды.

Марганец. На территории республики издавна известны небольшие по масштабу эксгаляционно-осадочные (вулканогенно-осадочные) и гидротермальные месторождения кристаллических пиролюзит-псиломелановых или установленных в последнее время браунит-родонитовых руд.

Месторождения залегают среди вулканогенно-осадочных толщ верхнего мела, частью эоцена и олигоцена (?) и представлены пластообразными метасоматическими телами в мергелях и туфоконгломератах, реже — жилами и брекчированными зонами среди порфиритов. Генетически и пространственно марганцовое оруденение теснейшим образом связано с субинтрузивными телами порфиритов примерно того же возраста (они несколько моложе), что и рудовмещающие толщи. Высказывается обоснованное предположение, что марганец выносился эксгаляциями вулканических очагов порфиритов и отлагался частично на дне водоемов метасоматически в слое мергелистого ила (эксгаляционно-осадочные месторождения), а частично из растворов, циркулирующих в зонах дробления и трещинах среди порфиритов (гидротермальные месторождения).

Большой интерес с точки зрения прогноза на марганцовое оруденение представляют осадочные толщи олигоцена (до сих пор не обособленные от мио-плиоцена), в основании которых по аналогии с такими толщами в Грузинской ССР (Чиатура, Чхари, Адэнамети), Украинской ССР (Никополь), Болгарии (Бургас и др.) можно ожидать нахождение наиболее перспективных на марганец осадочных месторождений конкреционного типа.

Хром. В отношении этого металла новых интересных данных пока нет, однако гидрогеохимические работы на северо-восточном побережье озера Севан позволили уточнить контуры площади, перспективной на хромитовое оруденение.

Титан и ванадий. Оба металла ассоциируются с железом в основном в гистеромагматических рудах титаномагнетитовой формации (Сваранц, Калакар и др.), а также в магнетитовых песчаниках (Агарцин) и лишь частично связаны с нефелиновыми сиенитами. Вопросы их извлечения связаны главным образом с разработкой рациональной технологии переработки железных руд и темноцветной фракции нефелиновых сиенитов.

В последнее время изучается еще один интересный возможный источник титана — вкрапленность кристаллов рутила в нижнепалеозойских сланцах Агверанского района (метаморфический тип месторождений).

Молибден. За годы, прошедшие после составления первой прогнозно-металлогенической карты Армянской республики, полностью оправдалось представление о медно-молибденовом Памбак-Зангезурском поясе.

На самой северной оконечности пояса значительные концентрации медно-молибденовых руд установлены на участке Анкаван-Мисхана в Памбакском хребте. Таким образом, четко вырисовывается непрерывный пояс медно-молибденового оруденения протяженностью порядка 300 *км*;

имеющиеся перерывы — кажущиеся и обусловлены перекрытием рудоносных комплексов мощными покровами четвертичных лав Сюникского и Гегамского вулканических нагорий. Там, где лавы маломощны или размыты глубокими ущельями рек (Варденис, Каялу-Гегарчин и др.), в окнах более древних пород отмечена медно-молибденовая минерализация.

Наиболее успешно можно искать определенный тип месторождений, зная, в каких условиях он образуется. С целью получения достоверных данных о физико-химическом режиме формирования медно-молибденовых месторождений в последние годы в Лаборатории высоких температур и давлений ИГН АН Армянской ССР проводятся работы по моделированию рудных процессов. Л. Арутюнян под руководством Н. И. Хитарова уже получил первые интересные результаты: в условиях, максимально приближенных к естественным, синтезирован искусственный молибденит, который по структуре и другим свойствам ничем не отличается от молибденита медно-молибденовых месторождений Зангезура. Ближайшая задача лаборатории — моделирование условий образования прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд Каджаранского рудного поля, залегающих среди трещиноватых монцонитов.

Вольфрам. Сравнительно некрупные концентрации вольфрама в виде шеелита связаны с Мисханским скарновым месторождением комплексных Cu — Mo — W руд и с Гамзачиманским месторождением золото-шеелит-кварцевых жил.

Перспективен на шеелит (в ассоциации с золотом) бассейн озера Севан, в особенности его северо-восточное побережье.

Олово. Как известно, олово и медь — антагонисты, поэтому закономерно, что в Армянской ССР, исключительно богатой медью, сколько-нибудь значительные концентрации олова не выявлены. Однако в ряде магматических комплексов, бедных медью, в частности — в палеозойских, а также в связи с третичными кислыми и щелочными интрузивами могут быть встречены концентрации касситерита и самородного олова, известные в шлихах и в протолочках пород из бассейна р. Мармарик и озера Севан.

Мышьяк и сурьма. Небольшие концентрации этих металлов в виде реальгар-аурипигментовых или антимонитовых руд известны в Дарагезе, Сисианском районе, бассейне озера Севан, районе Амасия. В ассоциации с Hg и Au они образуют низкотемпературный гидротермальный комплекс, связанный с мио-плиоценовыми малыми интрузиями конечной стадии развития альпийской геосинклинали.

Ртуть. Небольшие месторождения и проявления киноварных руд известны в районе озера Севан, бассейнах рек Веди, Ахум, Тавуш, Марцигет и Икатак. Некоторые из них представляют интерес по структурным условиям проявления руд (в карбонатных породах под экранами). Шлиховые ореолы киновари хорошо намечают районы поисков новых месторождений.

Медь (колчеданного типа). На металлогенической карте подчеркивается тесная пространственная и генетическая связь колчеданных месторождений медных руд с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров средне-верхнеюрского возраста в Алавердском и Кафанском рудных районах и средне-верхнеэоценового возраста в Чибухлы-Тандзутском рудном районе. Знаменательно, что ни внутри, ни «зонально» вокруг крупных гранитоидных массивов (Кохб, Чочкан, Ахпат, Цав и др.) ни одно месторождение колчеданного типа не обнаружено.

По представлениям подавляющего большинства геологов Армянской республики (и автора также), из одного и того же магматического очага

сначала изливались мощные потоки эффузивов (главным образом порфиритов), затем внедрялись малые интрузивы кварцевых порфиров и альбитофиров, а непосредственно вслед за этим осуществлялся подъем рудоносных растворов, отлагавших колчеданные руды. Время и пути внедрения малых интрузивов и подъема рудоносных растворов были очень близки. Этим объясняется тесная пространственная связь колчеданных месторождений с участками развития малых субвулканических интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров.

На карте выделены районы возможного развития колчеданного медного и барит-полиметаллического оруденения, причем большая роль в обнаружении его отводится геохимическим и геофизическим методам, прежде всего изучению первичных и вторичных ореолов рассеяния и вскрытию слепых рудных тел.

Свинец, цинк (и серебро). Полиметаллические и свинцово-цинковые сравнительно небольшие по масштабу месторождения известны издавна во многих районах республики. Некоторые из них разрабатывались в древности.

Месторождения относятся к трем различным генетическим типам, точнее — рудным формациям: колчеданной (Ахтала, Шаумян, Халадж, Шамшадинская группа), полиметаллической (Газма, Гюмушхана, Аткиз, Барцраван и другие в Даралагезе и Зангезуре), свинцово-цинковой телетермальной в карбонатных породах (Мовсес, Привольное).

Перспективы обнаружения новых концентраций полиметаллических руд тесно связаны с детальным изучением периферии рудных полей медноколчеданных и медно-молибденовых месторождений. И здесь большие надежды связываются с применением геохимических и геофизических методов поисков.

Золото. Золотоносны, правда в различной степени, гранитоидные комплексы самого различного возраста: палеозойские, верхнеюрские — нижнемеловые, эоцен-олигоцен-миоценовые и мио-плиоценовые. Концентрации золота связаны со всеми стадиями металлогенического развития (ранней, средней, поздней и конечной). Эти данные, а также результаты шлихового опробования речных отложений, позволяют высоко оценить перспективы территории республики на золото и служат направляющими для поисков.

Платина и металлы группы платины. Проявления платины установлены в бассейне озера Севан в связи с гипербазитами, заключающими хромитовое оруденение, а также в рудах ряда колчеданных и медно-молибденовых месторождений.

Наряду с детальным изучением уже известных платиноносных проявлений нами выдвигаются еще два новых предложения:

1) поставить детальные работы по выяснению платиноносности титаномагнетитовых руд Сваранц-Калакарской зоны в Зангезуре (по аналогии с районом горы Качканар на Северном Урале, где известна ассоциация — сростки самородной платины с титаномагнетитом);

2) исходя из близости структур сульфидов молибдена и сульфидов металлов группы платины, а также перехода радиоактивного изотопа Re^{187} в Os^{187}, выяснить возможность содержания металлов группы платины в молибденитовых месторождениях Памбак-Зангезурского рудного пояса.

Нам представляется также целесообразным привлечь внимание геологов к проблеме поисков алмазов в бассейне озера Севан, а также в бассейне р. Ведь.

Подводя итог работам по составлению нового варианта прогнозно-металлогенической карты территории Армянской ССР, мы можем отметить следующие главные положения.

1. Подтвердилось выдвинутое еще в первом варианте металлогенической карты поясовое строение структурно-металлогенических зон, имеющих специфические черты минерализации. Таких зон выделено три: Алаверди-Кафанская колчеданная (главным образом медная), Памбак-Зангезурская медно-молибденовая, Севано-Амасийская хромитовая и золоторудная. Уточнены границы этих зон, глубже раскрыта взаимосвязь типов структур, магматизма и особенностей металлогении каждой из этих зон.

2. Установлено, что в пределах республики проявились две металлогенические эпохи — киммерийская и альпийская, то есть эта область относится к бициклически развивающимся [1].

В развитии металлогении устанавливаются стадии: ранняя и средняя — для киммерийской эпохи, ранняя, средняя, поздняя и конечная — для альпийской эпохи. Площади интенсивного проявления отдельных стадий обособляются в пространстве, создавая структурно-металлогенические зоны (пояса) со своей спецификой минерализации. Эта закономерность в размещении оруденения с очевидностью подтверждается приложенной схемой (см. фигуру) и позволяет делать прогнозы и целеустремленно направлять поисково-разведочные работы.

3. Ранняя стадия киммерийской металлогенической эпохи хорошо выражена в Алавердском, Кафанском и Шамшадинском рудных районах, где колчеданное оруденение тесно пространственно и генетически связано с предверхнеюрскими малыми субвулканическими телами кварцевых порфиров и альбитофиров. К этим районам примыкают площади развития средней стадии киммерийской эпохи, представленные сравнительно крупными гранитоидными массивами верхнеюрского — нижнемелового возраста и связанными с ними железорудными, сульфидными и золото-сульфидными месторождениями (Кохб, Шишкерт, Качачкут-Воскепар, Шикахох и др.).

Киммерийская металлогения образует Алаверди-Кафанскую структурно-металлогеническую зону, для которой особенно характерны концентрации колчеданной меди, а также барит-полиметаллических руд, железа и золота.

4. Ранняя стадия альпийской металлогенической эпохи хорошо представлена в Тандзут-Чибухлинском рудном районе, где выражена главным образом серноколчеданным оруденением в тесной генетической связи с малыми субвулканическими телами кварцевых порфиров средне-верхнеэоценового возраста. К этой же стадии относится внедрение гипербазитовых интрузивов верхнемелового-верхнеэоценового возраста, с которыми в бассейне озера Севан связаны месторождения хромита и проявления платины.

Оруденение ранней стадии образует Севано-Амасийскую структурно-металлогеническую зону, где развито хромитовое (Севанский и Амасийский рудные районы) и серноколчеданное с второстепенной ролью меди, полиметаллов, золота оруденение Тандзут-Чибухлинского рудного района.

Вероятно, к этой же стадии следует относить внедрение субвулканических порфиритовых интрузий Иджеван-Ноемберянского, Даралагезского и Зангезурского рудных районов, возраст которых колеблется от верхнего мела до олигоцена (?) включительно и с которыми тесно связаны эпигенетические эксгаляционно-осадочные и гидротермальные месторождения марганцовых руд.

---

[1] Палеозойские металлогенические эпохи, проявившиеся на территории республики слабо, нами в расчет не принимаются.

5. Средняя стадия альпийской эпохи представлена небольшими гранитоидными интрузиями верхнеэоценового возраста в Алавердском рудном районе и связанными с ними месторождениями медных и полиметаллических руд Марцигет-Привольненской и других зон.

6. Поздняя стадия альпийской металлогенической эпохи обособляется в пределах Памбак-Зангезурского антиклинория и представлена многочисленными, иногда крупными гранитоидными массивами верхнеэоценового-миоценового возраста, в связи с которыми находятся медно-молибденовые, полиметаллические, некоторые железорудные и золоторудные месторождения.

Образования поздней стадии сконцентрированы в пределах Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны, для которой особенно характерна медно-молибденовая минерализация, а также полиметаллы, железо, золото.

7. Конечная стадия развития альпийской эпохи ознаменовалась внедрением вдоль наиболее молодых мио-плиоценовых разломов мелких гранитоидных интрузивов, с которыми тесно связана низкотемпературная гидротермальная минерализация — крупные концентрации золото-теллуровых руд (Зод), проявления ртути, сурьмы, мышьяка (реальгара и аурипигмента).

Молодые мио-плиоценовые разломы секут ранее сформированные структуры и приоткрывают Севанский глубинный разлом с гипербазитами. Это и определяет пространственное размещение минерализации конечной стадии, ее наложение на районы развития ранней, частью средней и поздней стадий развития в Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской зонах (Зод, Амасия, Веди, Сарвард и др.).

Изложенные выше главные положения определяют специфику металлогении территории республики, закономерности размещения оруденения по отдельным структурно-металлогеническим зонам и служат направляющими при поисках и прогнозах.

Какие выводы можно сделать из анализа новой карты?

1. Сильно расширены перспективы изученных районов и выдвинут ряд новых районов для поисков железных руд и золота.

2. Намечены новые районы для поисков медных колчеданных и медно-молибденовых руд. Поставлен вопрос о разработке методов выявления рудных районов под мощными покровами лав в пределах Памбак-Зангезурского пояса.

3. Высказано предположение о возможности обнаружения значительных концентраций осадочных конкреционных руд марганца в основании толщи олигоцена.

4. Выявлены площади, перспективные на ртутное оруденение, и сделаны прогнозы по выявлению концентраций металлов группы платины не только в пределах хромитоносного Севанского пояса, но и в связи с титаномагнетитовыми и молибденовыми рудами Зангезура.

В заключение нужно отметить, что по типу металлогенического развития, характеру магматизма и комплексу рудных месторождений территория Армянской ССР проявляет черты очень большого сходства, с одной стороны, с альпийской Средиземноморской зоной (Турция, Балканы, Иран и др.), с другой стороны — с палеозойской Уральской зоной. Сравнительное изучение геологии и металлогении этих областей с организацией комплексных экспедиций по Уралу и Армении, Балканам (в особенности Болгарии и Югославии) и Армении, по нашему мнению, дало бы большой не только чисто научный, но и практический эффект.

ЛИТЕРАТУРА

Азарян Н. Р., Акопян В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении.— Докл. АН Арм.ССР, т. 28, № 2, 1959.

Аракелян Р. А. История геологического развития Юго-Западной Армении в палеозойскую эру.— Изв. АН Арм.ССР, Физ.-мат., естест. и техн. науки, т. 4, № 2, 1951.

Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении.— Записки Арм. отд. Всес. Мин. об-ва, вып. 1, 1959.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Изд-во Айпетрат, 1958.

Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. Объяснительная записка.— Труды Всес. н.-и. ин-та, нов. серия, т. 10, 1955.

Вегуни А. Т. Об олигоцене Южной Армении.— Сб. науч. трудов (Ереванский политехн. ин-т), № 13. Геология, вып. 3, 1956.

Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене Южной Армении.— Докл. АН Арм.ССР, т. 30, № 3, 1960.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959.

Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1964.

Магакьян И. Г. О первичной зональности в расположении отдельных рудных формаций на территории Армянской ССР.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Магакьян И. Г. Сравнительная характеристика металлогении Малого Кавказа и Камчатско-Корякской зоны. Изд-во АН СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1958.

Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алагезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1953.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Арм.ССР и перспективы их освоения. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1953.

Институт геологических наук АН Арм.ССР

И. Х. Хамрабаев, Т. М. Мацокина,
О. П. Горьковой, В. М. Петров,
А. В. Покровский, К. Урунбаев

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ УЗБЕКИСТАНА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема продуктивности магматических комплексов Узбекистана постоянно находилась в центре внимания геологической общественности республики. Особенно остро она ставилась в 40—50-х годах, когда в Средней Азии группа геологов отрицала связь эндогенных рудных образований с интрузиями и рудообразование рассматривалось как качественно иной этап развития региона, проявляющийся после завершения всего магматизма.

К этому времени относятся широко известные монографии Х. М. Абдуллаева (1947, 1949, 1954), который на примере Средней Азии отстаивает идею генетической связи оруденения с интрузиями. Многоэтапность рудного процесса и связь рудных образований с магматическими комплексами освещена также в монографии И. Х. Хамрабаевым (1958) по Западному Узбекистану, Х. М. Абдуллаевым, Т. М. Мацокиной, О. П. Горьковым (1964) по Чаткало-Кураминскому региону, в работах Е. Д. Карновой (1959, 1960) и других геологов.

Однако большинство авторов работ этого периода обосновывали продуктивность магматических комплексов и интрузий преимущественно исходя из пространственных ассоциаций, геологических данных о возрастных взаимоотношениях магматических и рудных образований, общих особенностей петрохимии интрузий, связываемой в той или иной мере с характером разрезов осадочных толщ. Данные по геохимии магматических пород, абсолютному возрасту пород и руд были в то время отрывочны и малочисленны, а геофизических данных, освещающих связь магматизма и металлогении с особенностью внутреннего строения земной коры, почти не было.

В последние восемь-десять лет в Узбекистане проводятся планомерные, специальные петролого-геохимические, металлогенические и геофизические исследования. В результате собран новый материал по петрологии и геохимии магматических образований (распределение редких и рассеянных элементов и акцессорных минералов), особенно по Западному Узбекистану (Нуратинская, Центрально-Кызылкумская группы гранитоидных интрузивов, Каратюбинский плутон и др.) и Чаткало-Кураминскому региону. Получено много данных по абсолютному возрасту пород и руд, взаимоотношениям рудных и магматических, особенно дайковых образований, общим закономерностям размещения руд, а также строению земной коры восточных районов Узбекистана. Все это дает

возможность подойти к проблеме металлогенической специализации и продуктивности магматических комплексов Узбекистана на новом, более высоком научном уровне.

Под металлогенической специализацией мы понимаем особенности поведения элементов (металлов) в горных породах, приводящие к концентрациям, превышающим кларковые в несколько раз (Металлогеническая специализация..., 1964). Полученные по Узбекистану сведения дают основание говорить о геохимической и как частном ее проявлении акцессорно-минеральной специализации.

Магматический комплекс [1] представляет собой совокупность генетически связанных пород, являющихся продуктами естественно-исторического развития единого магматического очага в рамках определенного геологического времени развития региона. Внутри комплекса выделяются формации, являющиеся производными отдельных фаз магматической деятельности, а также фации — эффузивная, интрузивная (близповерхностная, малых, средних и значительных глубин) и дайковая.

В широком смысле в магматический комплекс включаются и все рудные образования, генетически связанные с ним (рудный комплекс).

Тектоника Узбекистана очень сложна. Существует много схем тектонического районирования этой территории.

В настоящее время сохраняют свое принципиальное значение прежде всего схемы Д. В. Наливкина (1931), В. А. Николаева (1947) и особенно В. И. Попова (1938), выделившего зоны Северного, Южного и Срединного Тянь-Шаня, внутри которых выделяется ряд структурно-фациальных подзон. В большинстве предлагаемых новых схемах сохраняется это главное деление, а отличие состоит в дробности расчленения, особенно в границах и названиях зон.

Из принципиальных коррективов следует отметить выделение Х. М. Абдуллаевым (1960) внутри Срединного Тянь-Шаня Центральной и Западной зон, граничащих по Таласско-Ферганскому разлому, т. е. обособившим Чаткало-Кураминский регион в самостоятельную геотектоническую (металлогеническую) зону.

Особое значение имела разработанная В. И. Поповым (1960) ядерная теория развития Земли и выделение в пределах Средней Азии ядерных и междуядерных участков со своеобразным характером магматизма и металлогении (например, ядерных Кураминского и Южно-Гиссарского, междуядерных Тянь-Шанского и Чаткало-Нарынского). Сходство Кураминского и Южно-Гиссарского регионов впоследствии отмечали и многие другие исследователи, придававшие им различные наименования (герцинские «срединные массивы» — у Х. М. Абдуллаева и О. М. Борисова, 1963; «интрагеоантиклинальные структуры» — у А. С. Аделунга, Е. Д. Карповой и др.)

Весьма большое значение приобрели за последнее время комплексные геолого-геофизические исследования. Они вскрывают интересные особенности тектоники и магматизма закрытых территорий и вносят существенные коррективы в понимание общей тектонической схемы Узбекистана.

В настоящей статье мы не ставим целью разбор существующих схем тектонического районирования и геологического строения территории республики, а касаемся их лишь в той мере, в какой это необходимо для освещения петрохимической, геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов и выделения рудно-петрографических регионов.

---

[1] Этот термин принят во ВСЕГЕИ (Обзор геологических понятий..., 1963).

Специфику магматических (и рудных) комплексов, проявляющихся в различных по своему строению регионах, отмечали в своих работах В. И. Попов (1938, 1960), Е. Д. Карпова (1960), И. Х. Хамрабаев (1958) и др. Особенно большое внимание уделяли этому вопросу В. И. Смирнов (1944, 1961) и Х. М. Абдуллаев (1954, 1960), выделившие для территории СССР (в частности, для Средней Азии) рудно-петрографические провинции и районы.

В настоящее время имеется возможность уточнить и детализировать эти представления с учетом новых материалов по геохимии, петрохимии и абсолютному возрасту пород и руд, а также новейших геофизических данных.

Магматические образования широко распространены на территории Узбекской республики. С учетом новых данных по строению палеозойского фундамента закрытых территорий они слагают примерно четвертую часть площади Узбекистана. Более 70% из них приходится на долю гранитоидов.

Особенности распределения магматических формаций по основным регионам республики в общих чертах следующие.

Бóльшая часть территории Узбекистана, включающая его западную и центральную части (в том числе равнинные площади), в границах зоны Южного Тянь-Шаня, выделенных В. И. Поповым (1938), характеризуется преимущественным развитием крупных гранитоидных батолитовых интрузивов. При этом главная их масса приурочена к зонам поднятий герцинской геосинклинали (по классификации В. И. Смирнова, 1961). Сюда относятся также палеозойские возвышенности Центрального и Южного Кызылкумов, Нуратинские, Зирабулак-Зияэтдинские, Каратюбинские горы.

В Срединном (или Западном — по Х. М. Абдуллаеву, 1964) Тянь-Шане, Чаткальской и Кураминской частях также широко развиты крупные гранитоидные интрузивы. Наряду с этим собственно Кураминская часть (Кураминская подзона) отличается широким развитием эффузивных пород, сочетающихся здесь с интрузивными в сложные вулканоплутонические комплексы, а также обилием малых интрузий и даек, что свойственно уже структурам ядерных зон интрагеоантиклиналей. Такие же черты (развитие эффузивов, малых интрузий и даек) характерны и для Южного Гиссара — второго ядерного участка или срединного массива Узбекистана.

К третьему структурно-тектоническому типу — краевой части внутренней зоны геосинклинали (по Е. Д. Карповой, 1960) приурочены пояса базитовых и ультрабазитовых формаций (интрузивных и эффузивных). К ним относятся Северо-Нуратинско-Южно-Ферганский, Зирабулак-Кульджуктаусский и другие пояса.

Наряду с этой спецификой проявления магматизма в зависимости от структурно-тектонического типа территории намечаются характерные петро-геохимические особенности магматических формаций более общего плана, дающие возможность на данном этапе изученности выделить три обособленных крупных петрографических региона: Чаткало-Кураминский (или Западно-Тянь-Шанский), Южно-Гиссарский и Западно-Узбекистанский (или Южно-Тянь-Шанский). Внутри этих регионов в свою очередь можно выделить районы или участки, отличающиеся друг от друга интенсивностью развития отдельных магматических формаций и особенностями связанного с ними постмагматического оруденения.

Комплекс магнитометрических, аэромагнитных, гравиметрических и сейсморазведочных работ, проведенных главным образом геофизическими организациями (Госгеолком Узбекской ССР) в пустынных (закры-

тых) районах Кызылкумов, Каршинских степей и Ферганской депрессии, в совокупности с данными бурения дает возможность в общих чертах обрисовать строение и состав палеозойского фундамента на первые тысячи метров от его поверхности (Хамрабаев и др., 1963).

Другой комплекс сейсмологических исследований, проведенных Институтом физики Земли АН СССР и Институтом геологии и геофизики АН Узб. ССР в восточной горной части Узбекистана и в горном обрамлении Ферганской депрессии, позволил выяснить особенности строения земной коры, определить мощности гранитного и базальтового слоев, наметить особенности рельефа поверхностей Мохо и Конрада, а также крупные расколы в земной коре.

Эти данные, во-первых, геофизически подтверждают схему тектонического районирования В. И. Попова, во-вторых, объясняют некоторые причины магматической и металлогенической специализации отдельных регионов. К сожалению, подобные материалы имеются лишь по Чаткало-Кураминскому региону, Ферганской долине и ее горному обрамлению. По Западному и отчасти Южному Узбекистану данными о строении коры мы не располагаем.

Исходя из результатов сейсмологических исследований В. И. Уломова (1962), мы выделяем в пределах восточной части Средней Азии три области, отличающиеся различными глубинами залегания поверхностей Мохо и базальтового слоя (эта градация условная, дается применительно к Средней Азии): 1) области с наиболее глубоким залеганием (толщина коры 45—65 *км*), 2) области с умеренными глубинами залегания (толщина коры 30—45 *км*) и 3) области с неглубоким залеганием (толщина коры до 25—30 *км*).

Первая область охватывает Чаткальские горы вплоть до Таласского разлома, кроме их юго-западного окончания. Эта область характеризуется относительно большой мощностью гранитного и минимально мощного базальтового слоев. По неполным данным, отраженным на картах рельефа поверхности Мохо на территории СССР, составленных И. П. Косминской (1958) и Р. М. Деменицкой (1958), к этой области относятся некоторые участки Западного Узбекистана и Алай-Туркестанских гор.

К областям с умеренной толщиной земной коры относятся Кураминские горы, юго-западная часть Чаткальских гор и некоторые участки Туркестано-Алайской и Зеравшано-Гиссарской горных систем. По некоторым профилям, изученным В. И. Уломовым (1960) и Е. М. Бутовской, наблюдается прямая корреляция между мощностью базальтового слоя (малой глубиной его залегания) и развитием на поверхности эффузивной и вулканогенных формаций среднего и основного состава (особенно нижнекарбонового вулканогенного комплекса). Участки глубокого залегания границы Конрада, наоборот, соответствуют районам распространения крупных массивов гранитоидов.

К областям с минимальной мощностью коры относятся южная и юго-восточная части Ферганской впадины и район центрального Тянь-Шаня (верховья и среднее течение р. Нарын). Отдельные пятна отмечаются и в северной части Ферганской депрессии. Эта область (особенно район Южной Ферганы) в виде достаточно узкой полосы вытягивается в субширотном направлении и в плане совпадает с зоной Южно-Ферганского глубинного разлома. На изменение мощности коры в этой области с резким утолщением ее под Алай-Туркестанской горной системой указывали также Б. С. Вольвовский с соавторами (1963).

Следует упомянуть и такой факт: по данным В. И. Уломова (1960), структура (рельеф) поверхностей Конрада и Мохо везде неровная, извилистая и основные ее формы имеют субширотное простирание. Это на-

водит на мысль о наличии между корой (особенно верхними ее частями) и верхней мантией не только вещественной, но и структурной связи. Вместе с тем предполагается наличие в основании коры также некоторых поперечных — ортогональных структур, напоминающих крупные поперечные разломы типа Кумбель-Угамского. Но это требует дополнительной проверки.

Таким образом, схемы геологического и геофизического районирования Узбекистана в основном совпадают. При этом районам так называемых междуядерных зон В. И. Попова (1960) или внутренних поднятий, по В. И. Смирнову (1961), с преимущественным развитием гранитоидных интрузивов и специфической редкометальной (W, Mo, Sn) и золотой металлогенией соответствуют области с максимальной толщиной коры, в которой бóльшая часть приходится на долю так называемого «гранитного слоя». Напомним, что впервые на такую связь областей с развитым гранитоидным магматизмом с мощными участками коры обратил внимание В. И. Смирнов (1961).

Срединным массивам или ядерным участкам с многократными проявлениями магматизма при преобладающем развитии эффузивных формаций с полиметаллическим, медно-золотым и флюоритовым оруденением отвечают области с меньшей толщиной коры.

Зонам краевых и глубинных разломов и прилегающих к ним трогам (Смирнов, 1961) с максимальным проявлением формаций базитов и гипербазитов с хромитовой, полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией соответствуют участки минимальной толщины коры, где поверхности Конрада и Мохо залегают ближе к земной поверхности.

Ниже приведены характерные особенности петрохимии и металлогенической специализации магматических образований указанных регионов, а также их общие и отличительные черты.

ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН

Чаткало-Кураминские горы занимают в системе Тянь-Шаня несколько своеобразное положение из-за существенного развития северо-восточных герцинских складок на фоне господствующих в Тянь-Шане субширотных и северо-западных структурных элементов. Примечательна также чрезвычайно высокая подвижность в верхнем палеозое Курминской подзоны, где от нижнего карбона до верхнего триаса происходила многократная смена поднятий и опусканий, сопровождавшихся излиянием эффузивов и внедрением интрузий. Регион обильно рудоносен.

Одна из главных особенностей региона — широкое распространение разнообразных магматических пород, главным образом верхнепалеозойского возраста. Суммарная площадь их выходов более 40%, из которых на долю интрузивных пород приходится 25%.

По характеру проявления магматизма Чаткало-Кураминский регион подразделяется на две части, соответствующие Чаткальской и Кураминской подзонам, по В. И. Попову (1938) и Х. М. Абдуллаеву (1960).

В юго-западной части Кураминской подзоны имеются магматические образования досреднедевонского возраста, которые ряд исследователей относят к каледонскому циклу. Однако масштабы проявления их крайне незначительны, и основной магматический «фон» подзоны составляют герцинские магматические образования. В юго-западной части преобладают породы более основных разностей ранних фаз (комплексов), на северо-востоке, наоборот,— более кислые, относимые к более поздним фазам. Кроме того, в этой подзоне чрезвычайно широко проявляются эффу-

зивные образования герцинского возраста, чередующиеся с интрузиями в рамках единого магматического комплекса, а иногда и синхронные им.

Чаткальская подзона отличается исключительным проявлением интрузивного магматизма при практически полном отсутствии верхнепалеозойского вулканизма [1].

В Чаткало-Кураминском регионе (в пределах Узбекистана) выделяются следующие магматические комплексы: допалеозойский (рифейский) плагиогранитный, ордовикский базальтоидный, нижне-среднедевонский гранитоидный, нижне-среднекарбоновый комплекс пород повышенной основности и щелочности, средне-верхнекарбоновый гранитоидный, пермский гранитоидный, пермо-триасовый базальтоидный, пермо-триасовый (?) гранитоидный.

Объем указанных комплексов неравнозначен. Максимально развит и в Кураминской, и в Чаткальской подзонах средне-верхнекарбоновый комплекс. Достаточно широко развиты пермский и верхнепермско-нижнетриасовый комплексы, причем первый достоверно выделяется лишь в Кураминской подзоне. Остальные развиты значительно меньше. Кроме того, в отложениях нижнего палеозоя отмечаются весьма незначительные проявления эффузивов основного состава. Определения абсолютного возраста интрузивных пород подтверждают предлагаемую схему их расчленения, хотя в отдельных случаях абсолютный возраст не совсем согласуется с имеющимися геологическими данными.

Допалеозойский (рифейский) плагиогранитный комплекс развит только в Чаткальской подзоне и представлен рядом интрузивов, образующих цепочку, вытянутую в северо-восточном направлении в Пскемском хребте (Бештор-Тундукский, Верхнекоксуйский, Чакмакский). Интрузивы обнажаются в ядре Пскемского антиклинория, возникшего на месте унаследованно развивавшегося в докембрии, нижнем и среднем палеозое поднятия. Допалеозойский возраст интрузивов устанавливается на основании перекрывания их вендскими и нижнекембрийскими отложениями.

Среди пород, представляющих данный комплекс, преобладают среднезернистые двуслюдяные плагиограниты; реже встречаются порфировидные разности. Плагиограниты отличаются постоянством минерального состава, причем плагиоклаз всегда резко преобладает над калишпатом. Кроме этих двух минералов, составляющих соответственно около 50 и 18%, в породе присутствуют кварц (30%), биотит и мусковит (около 2,5%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом; общее количество их весьма незначительно.

В порфировидных разностях резко увеличивается количество калишпата и акцессорных минералов; ведущее значение приобретает сфен.

По своему химическому составу породы довольно резко отличаются от более молодых гранитов. Для них характерно сочетание повышенной щелочности с нормальным для средних типов гранитов содержанием фемических компонентов и полевошпатовой извести, а также частая пересыщенность глиноземом (принадлежность к плюмазитовому ряду) и преобладание натрия в составе щелочей.

Сколько-нибудь существенная минерализация, связанная с породами данного комплекса, не установлена, имеются лишь указания на наличие среди плагиогранитов мусковитовых пегматитов с турмалином. В этих породах проявлена кварц-золоторудная минерализация неопределенного возраста. В некоторых пробах в незначительном количестве обнаруживается молибден.

---

[1] Авторы не рассматривают территорию вне пределов Узбекистана (в частности, Кассанскую часть).

На основе некоторых петро- и геохимических особенностей пород данного комплекса можно предполагать обнаружение месторождений медно-молибден-железорудной и золоторудной (кварц-золоторудной) формаций.

Ордовикский базальтоидный комплекс представлен эффузивными образованиями и в пределах узбекистанской части региона распространен ограниченно. Наиболее развиты породы комплекса в верховьях р. Чаткал, где они приурочены к кровле сандалашской свиты ($Cm_1 — O_2$). По данным А. Ф. Степаненко (1958), свита сложена мощной (до 600 *м*) вулканогенно-осадочной толщей, включающей мандельштейновые диабазы, вулканические брекчии с редкими линзами андезитовых порфиритов и подчиненными прослоями глинистых и кремнистых яшмовидных пород.

Маломощные (2—15 *м*) пачки мандельштейновых диабазов и литокластических туфов андезитовых порфиритов присутствуют в верхней части среднеордовикских отложений в районе Бадака (юго-западная часть Пскемского хребта) и в Сандалашском хребте (Каракасмак; Степаненко, 1958).

Нижне-среднедевонский гранитоидный комплекс в отличие от допалеозойского развит только в пределах Кураминской подзоны, главным образом в ее юго-западной части. Он представлен породами интрузивной и эффузивной фаций. Эффузивы образуют покровы мощностью 0,1—1 *км*, сложенные главным образом кварцевыми порфирами. Интрузивные породы представлены штокообразными телами биотитовых гранитов, переходящих в плагиограниты и адамеллиты, гранит-гранодиоритов, монцонит-порфиров и аляскитов.

Биотитовые граниты состоят из калишпата, плагиоклаза, кварца, присутствующих примерно в равном количестве (около 90%), и биотита (около 10%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный минерал, редко — ортит.

Порфировые разности отличаются четкой порфировой структурой и несколько иным минеральным составом.

Химический состав эффузивной фации довольно однообразен и соответствует среднему типу липарит-порфиров; состав интрузивной фации варьирует в довольно широких пределах — от кварцевых диоритов через гранодиориты до лейкократовых гранитов и аляскитов. Среди кварцевых диоритов и гранодиоритов отмечаются разности с повышенной щелочностью.

Какая-либо существенная минерализация, связанная с породами этого комплекса, неизвестна. Некоторые исследователи связывают с ними небольшие зоны окварцевания и кварцевые жилки с молибденитом.

Нижне-среднекарбоновый комплекс пород повышенной основности и щелочности находится главным образом в Нижнечаткальском районе в бассейне р. Угам (у границы с Кураминской подзоной). Породы комплекса развиты незначительно, составляют не более 1—2% всех выходов магматических образований региона. Отмечаются субэффузивные и интрузивные фации. Первые объединяют эффузивные диабазы, порфириты и их интрузивные аналоги, вторые — небольшие интрузии сиенит-диоритов, монцонитов, реже — сиенитов и габбро-сиенитов, часто с преобладанием силловых форм залегания. Единичные определения абсолютного возраста пород комплекса подтверждают его карбоновый возраст (307 млн. лет).

Химический и минералогический состав пород характеризуется значительным разнообразием. Эффузивные породы по составу занимают промежуточное положение между средними типами дацита и андезита и отличаются повышенной щелочностью; в них натрий преобладает над калием. Для интрузивных формаций также характерна повышенная щелочность и, часто, повышенное содержание фемических компонентов в соче-

тании с нормальным или несколько пониженным содержанием полевошпатовой извести. Примечательно и преобладание натрия над калием (за исключением сиенитов) и закисного железа над окисным.

По совокупности особенностей проявления и состава пород комплекса их можно считать производными основной магмы, причем сочетание повышенной основности с повышенной щелочностью характеризует их как определенную ветвь развития этой магмы.

Из акцессорных минералов в интрузивных разностях присутствуют (в порядке убывания): магнетит, гранат, циркон, ортит, сфен, апатит, пирит, халькопирит, молибденит (?). Такая акцессорно-минеральная характеристика согласуется и с пространственно связанной с породами этого комплекса постмагматической рудной минерализацией — развитием безрудных скарнов (в связи с порфиритами Большого Чимгана), скарнов с молибденитом в Текешсае, скарнов с халькопиритом и магнетитом в Каракоруме.

Отсутствие детальных количественных геохимических исследований не дает пока возможности уверенно говорить о специализации этого комплекса. Исходя из имеющихся данных, по-видимому, можно считать этот комплекс потенциально металлоносным на медь (молибден?) и железо. В этом отношении он чрезвычайно близок к плагиогранитному рифейскому комплексу и также принадлежит к базальтоидному ряду.

Перспективы минерализации в связи с этим комплексом в нашем районе несколько ограничиваются относительно малыми масштабами проявления самого магматизма. Возможно, по аналогии с другими районами, следует проверить упомянутую медно-молибденовую минерализацию на золото.

Средне-верхнекарбоновый гранитоидный комплекс. Относимые к данному комплексу породы слагают основную массу магматических образований региона. Комплекс проявляется и в интрузивной, и в эффузивной фациях, причем последняя характерна лишь для Кураминской подзоны. Здесь ее проявления чередуются (в рамках комплекса) с проявлениями соответствующих интрузивных формаций. По данным определения абсолютного возраста, формирование комплекса происходило в интервале времени 285—260 млн. лет.

Максимально интрузивные массивы данного комплекса развиты в центральной части региона, где они приурочены к северо-восточному крылу крупного верхнепалеозойского прогиба, возникшего на границе Чаткальской и Кураминской подзон.

Большинство массивов сложено породами различного состава — от диоритов до нормальных и лейкократовых гранитов. Наиболее распространены гранодиориты и адамеллиты.

В составе комплекса можно выделить ряд интрузивных формаций (в возрастной последовательности): диоритовую, гранодиоритовую, адамеллитовую и аляскитовую, самостоятельность которых устанавливается достаточно определенно. Соответственно изменяется и состав вулканогенных свит, и их субвулканических образований от андезитовых порфиритов через липаритовые порфиры до кварцевых порфиритов.

Средний состав пород начальных фаз отвечает диоритам, реже — габбро-диоритам и гранодиоритам. С последующими фазами связаны интрузии адамеллитов и биотитовых гранитов, с конечными — аляскитоидных гранитов и аляскитов. Аналогично изменяются и породы эффузивных фаций.

Химический состав эффузивных и интрузивных пород комплекса также закономерно изменяется от начальных (более основных) к конечным фазам.

Общая характерная особенность всех фаций — отклонение их состава в сторону щелочного ряда, особенно заметное для пород повышенной основности ранних фаз и постепенно снижающееся в конечных фазах (в общем менее заметное, чем в породах предыдущих комплексов).

Отмечается сходство составов синхронных или близких по времени образования интрузивных и эффузивных формаций. При неоднородном составе мощных вулканогенных свит (акчинская) повышенная основность характерна для их нижних частей. Возрастание общей щелочности в некоторых интрузивных массивах часто коррелируется с уменьшением содержания полевошпатовой извести.

Около четвертой части всех проб относится к плюмазитовому ряду (пересыщены глиноземом). Соотношение натрия и калия весьма непостоянно даже в отдельных массивах. В большинстве проб преобладает калий (особенно из более кислых пород). Исключение представляют некоторые массивы гранитоидов повышенной основности, в которых постоянно преобладает натрий (Сусингенский, Карааарчинский, Караянгрыкский); с ними связаны наиболее крупные проявления скарново-магнетитовых руд. Породы этих массивов содержат также повышенные количества общей извести, магнезии и двуокиси титана. Окисное железо, как правило, преобладает над закисным.

Эволюция состава последовательных фаз данного комплекса находит свое отражение и в характере соответствующих ассоциаций акцессорных минералов.

Так, для пород повышенной основности ранних фаз типична магнетит-гранат-сфен-апатитовая ассоциация, для кислых пород поздних фаз — магнетит-сфен-цирконовая.

Средние содержания редких и рассеянных элементов (Nb, Ta, Te, Ga) в большинстве пород, за исключением аляскитоидных гранитов, в основном не превышают кларковые.

Свинец дает устойчиво повышенные против кларковых содержания, причем наиболее повышенные его количества (в 8—10 раз и более) фиксируются в относительно более поздних кислых разностях, особенно в предположительно связанных с этим комплексом дайках порфировых пород. Цинк также дает в общем повышенные содержания, однако ясная закономерность в распределении его по отдельным фазам пока не устанавливается. Повышенные против кларковых содержания меди наблюдаются в отдельных массивах (например, в Башкызылсайском, во всех его фазах). На большой разброс содержаний меди в породах комплекса, в том числе его первых фаз (Алмалыкский район), указывал А. В. Рабинович, хотя в данном случае аномально высокие содержания меди (0,039%) он склонен объяснять наложением постмагматических процессов[1].

В ряде случаев отмечаются повышенные против кларка содержания молибдена и вольфрама, причем первый дает локальные повышения и в гранодиоритах, и в последних фазах — кислых аляскитоидных гранитах.

С интрузивными образованиями средне-верхнекарбонового комплекса совершенно отчетливо связаны различные скарново-рудные формации, особенно скарново-магнетитовые и скарново-гематитовые. Геологические обоснования этой связи приводились во многих работах среднеазиатских геологов (Абдуллаев и др., 1964). О тесной пространственной связи скарново-магнетитовых образований с ранними фазами гранитоидов этого комплекса свидетельствуют пересечения их дайками и малыми интрузия-

[1] Постмагматическими процессами А. В. Рабинович объясняет и повышенные содержания ряда элементов в породах других комплексов (в частности, меди, свинца и цинка в породах пермского комплекса Кураминского хребта).

ми пермского и пермо-триасового возраста с метаморфизмом руд, наличие гальки магнетита в перекрывающих пермских эффузивах и т. д.

Сейчас эта связь нашла новое подтверждение в геохимических и геофизических исследованиях. Как было показано, магнетит — ведущий акцессорный минерал в породах ранних фаз (кварцевые диориты, гранодиориты), причем его содержание нередко достигает 2—3%. Геофизики отмечают повышенную магнитную восприимчивость гранитоидов первых фаз, резко отличающую их от аналогичных пород других регионов Узбекистана.

Интересен уже отмеченный факт приуроченности наиболее крупных скарново-магнетитовых месторождений (Сусинген, Кара-арча) к гранодиоритам, для которых обычно натрий преобладает над калием.

Магнетитовая акцессорно-минеральная специализация характерна и для поздних фаз комплекса — гранитов и аляскитов. Известны скарново-магнетитовые проявления и в связи с аляскитоидными гранитами. Однако ясных отличий этой минерализации от подобной минерализации позднегерцинского возраста пока нет, и в большинстве случаев возраст ее неясен.

Молибденовая и вольфрамовая специализация комплекса обусловила образование ряда небольших месторождений кварц-серицит-шеелит-молибденитовой, скарново-молибденитовой, скарново-шеелитовой и других формаций. Однако собственно шеелитовая минерализация по сравнению с однотипной минерализацией Западного Узбекистана незначительна, что согласуется и с меньшей встречаемостью шеелита в гранитоидах этого комплекса.

Полиметаллическая минерализация образует небольшие самостоятельные объекты (скарново-полиметаллические) и присутствует в тех или иных количествах в других формациях. Однако в данном случае отмечается полярная специализация. Наибольшее обогащение свинцом наблюдается у гранитоидов поздних фаз, а постмагматическая минерализация (в частности, скарново-полиметаллическая) тяготеет к гранодиорит-адамеллитовым породам ранних фаз.

Геохимически пока не обоснована связь с этим комплексом мышьяково-висмутовой и мышьяково-золоторудной минерализации, предположительно относимой к нему на основании ряда косвенных признаков (пространственной ассоциации, зональности и др.).

Необходимо отметить и связанные с небольшими интрузиями кварцевых диоритов и диоритов ранних фаз этого комплекса скарново-медные месторождения, иногда с молибденом (на территории Киргизии с золотом).

В целом этот комплекс можно назвать редкометально-мышьяково-золото-железорудным.

Пермский гранитоидный комплекс также включает породы интрузивной и эффузивной фаций, но в отличие от предыдущего развитие его достоверно устанавливается лишь для Кураминской подзоны. Породы, объединяемые в этот комплекс, имеют довольно разнообразный состав, но всегда обладают порфировой структурой.

Породы первой фазы представлены гранодиорит-порфирами (с отклонением до диоритовых порфиритов и граносиенит-порфиров). Следующая фаза проявилась образованием также гранодиорит-порфиров, но уже без значительных колебаний в петрографическом составе и с четко выраженной порфировой структурой. Последующие фазы дали адамеллит- и гранит-порфиры, характерная особенность которых — наличие гигантокристаллов калишпата, составляющих иногда до 50% породы.

Эффузивная фация представлена плагиоклазовыми порфиритами и андезит-дацитовыми порфирами, слагающими среднюю и верхнюю части

нижнепермской осадочно-вулканогенной свиты. Проявляются эффузивы и в верхней перми, где они представлены фельзитовыми и липаритовыми порфирами и их туфами.

Петрохимические особенности гранитоидов пермского комплекса, как и предыдущего, характеризуются повышенной щелочностью, наиболее резко выраженной для ранних более основных фаз. Такие же отклонения в сторону щелочного ряда характерны и для эффузивов.

По содержанию главных акцессорных минералов породы комплекса могут быть охарактеризованы как циркон-апатит-магнетитовые. Из второстепенных акцессориев отмечаются сфен, ортит, шеелит, галенит и др.

Содержание редких элементов (Rb, Ga, Tc), как и в предыдущих комплексах в аналогичных формациях находится в пределах кларковых или ниже.

В отношении меди, свинца и цинка имеются противоречивые данные. Часто отмечаются повышенные (против кларковых) содержания их в породах в Кураминском хребте и на правобережье Ангрена. Однако некоторые исследователи склонны связывать это для районов Кураминского хребта с влиянием постмагматических процессов.

С интрузивной деятельностью пермского времени связана рудная минерализация, составляющая основное богатство региона. Это относительно низкотемпературные скарново-полиметаллические, полиметаллические, медно-молибден-золоторудные (медно-порфировые) и другие формации, принадлежность части которых к данному комплексу устанавливается достаточно определенно. Так, скарново-полиметаллические образования на ряде месторождений пересекаются диабазовыми дайками пермо-триасового базальтоидного комплекса, на образования которого в свою очередь накладывается более поздняя флюорит-барит-полиметаллическая минерализация, связанная с пермо-триасовым гранитоидным комплексом. Это устанавливается на месторождениях Северный Джангалык, Чал-ата, Алтын-Топкан. Здесь наблюдается пересечение скарново-рудных тел дайками диабазовых порфиритов, в которых присутствуют ксенолиты оруденелых скарнов; диабазовые порфириты не скарнированы. Результаты детальных исследований бесспорно свидетельствуют о додиабазовом возрасте скарново-полиметаллических месторождений региона. Скарны с полиметаллическим оруденением приурочены к контактам малых интрузий различного состава, причем в разных районах они связаны с вполне определенными возрастными группами интрузий.

Пермское время образования медно-порфировых руд подтверждают данные абсолютного возраста — 269 млн. лет (Головин, Юрьева, 1963).

Характер связи рудоносности с магматическими породами комплекса трактуется по-разному. В большинстве случаев связь считается парагенетической. В самих породах иногда не отмечаются повышенные содержания элемента, дающего концентрации в постмагматических образованиях.

Это доказано, например, данными геохимических исследований для района Алмалыка (П. М. Анкудович, Н. Н. Козырева и др.). И. М. Голованов (1965 г.) для этого района предполагает активную мобилизующую роль штоков гранодиорит-порфиров, концентрирующих медь, связанную во вмещающих сиенит-диоритах.

В последнее время предполагается генетическая связь некоторых порфировых интрузий с породами предыдущего комплекса, на основании чего можно ставить вопрос об их металлогенической специализации в несколько ином плане.

Пермо-триасовый базальтоидный комплекс представлен серией различных разновозрастных диабазовых даек. Он развит преимущественно

в Кураминской подзоне. К этому же комплексу следует отнести и основные эффузивные породы (оливиновые долериты) низов равашской свиты (P_2). Ряд данных (характер пространственного размещения, петрографические и петрохимические особенности и др.) позволяют предполагать, что наиболее древние порфировидные разности диабазовых даек — корневые части указанных эффузивов.

Диабазовые дайки обычно проявляются сериями, группируясь совместно с дайками кислого состава в линейно-вытянутые зоны и образуя дайковые пояса и поля. Представляется, что их размещение контролируется погребенными разломами фундамента, проявляющимися в перекрывающих их толщах в виде серии небольших, часто кулисообразных трещин.

Характерно параллельное проявление продуктов кислой и основной магм во времени.

Какая-либо минерализация в связи с данным комплексом неизвестна. Наоборот, на участках максимальной концентрации диабазовых даек проявления рудной минерализации, как правило, отсутствуют.

Пермо-триасовый гранитоидный комплекс в Кураминской подзоне представлен преимущественно типичными плутоно-вулканическими образованиями. Отмечается очень тесная пространственная связь эффузивной и интрузивной фаций, нередко при непосредственном переходе интрузивных тел в покровы. Интрузивные тела здесь представлены различными по величине лакколитами, штоками, линзообразными и дайкообразными телами; отмечаются некки.

В Чаткальской части и в пограничной полосе Чаткальской и Кураминской подзон локализуются гранитоидные массивы (Арашанский, Майдантальский, Баркракский и др.), принадлежность которых именно к этому, а не к средне-верхнекарбоновому комплексу установлена полученными в последнее время данными абсолютного возраста (Арашанский 270 млн. лет, Майдантальский 249 млн. лет, Саргардонский 254 млн. лет).

По составу породы интрузивных фаций колеблются между гранитами и аляскитами (чаще ближе к последним). Наиболее поздние породы, распространенные в Кураминской подзоне, представлены породами субщелочного ряда (кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, альбитофиры и др.). Некоторые граниты этого комплекса пересыщены глиноземом. Большинство гранитов — калиевые, иногда преобладает натрий (Баркракский, Джурджурекский массивы). Эффузивная фация представлена кварцевыми и липаритовыми порфирами и их туфами.

Интрузивные породы этого комплекса характеризуются большим разнообразием акцессорных минералов, прежде всего высоким содержанием флюорита. Широко развиты циркон, монацит, магнетит. В отдельных породах встречаются ксенотим, фергусонит, молибденит, касситерит и другие минералы.

Обширный спектр редких и рассеянных элементов, часть которых содержится в количествах, заметно превышающих соответствующие кларки (Mo — в 2—3, W — в 2—2,5, Rb, Cs — в 4—6 раз и т. д.), характеризует принадлежность этих пород к типичному редкометальному интрузивному комплексу. При этом намечается избирательная специализация различных петрогенетических типов пород в отношении рудных элементов.

Наблюдается определенная зависимость проявления различных рядов рудных формаций от фациальности интрузий, впервые подмеченная В. Н. Козеренко (1946). Так, с более глубинной фацией одной из фаз этого комплекса связаны пегматит-редкометальная, скарново-магнетит-флюорит-редкометальная, кварц-грейзено-редкометальная, отчасти кварц-серицит-сульфидная формации. В связи с менее глубинными фациями первые формации почти не развиты, но широко проявляется кварц-серицит-суль-

фидная формация с различными разновидностями (молибденит-вольфрамит-шеелитовая, молибденит-арсенопиритовая и др.).

Принадлежность пегматитовых и грейзеновых формаций к соответствующему рудному комплексу подтверждается определениями абсолютного возраста (возраст биотита из грейзеновой формации Анаульганского массива 230 млн. лет, биотита из пегматитовой жилы Баркракского интрузива 208 млн. лет).

Очень широко развита низкотемпературная кварц-барит-флюорит-полиметаллическая формация, иногда ассоциирующаяся пространственно с наиболее поздними субщелочными породами и также близкая по времени образования к породам этого комплекса.

ГИССАРСКИЙ РЕГИОН

В этом регионе, как и в Чаткало-Кураминском, широко развиты магматические образования, занимающие, по данным А. В. Покровского (1965б), около 60% площади всех выходов домезозойских пород, проявляющихся и в интрузивной, и в эффузивной фациях.

В тектоническом отношении и по характеру проявления магматизма в пределах рассматриваемого региона ряд исследователей выделяют две части — Южно-Гиссарскую субгеосинклинальную, включающую западные отроги и южный склон Гиссарского хребта, и Гиссарский срединный массив, включающий юго-западные отроги Гиссара.

В Гиссарском срединном массиве довольно широко развиты докембрийские и нижнепалеозойские магматические проявления и крайне слабо — средне- и верхнепалеозойские.

В Южно-Гиссарской части, наоборот, интенсивно развит главным образом верхнепалеозойский магматизм; проявления нижне- и допалеозойского магматизма здесь не обнаружены.

Для данного региона существует ряд схем расчленения магматических образований, иногда значительно отличающихся друг от друга, что свидетельствует о недостаточной обоснованности их фактическим материалом. Приводимое ниже выделение магматических комплексов также следует считать до некоторой степени условным.

Среди наиболее древних (нижне- и допалеозойских) образований, относимых до последнего времени к нерасчлененным, А. В. Покровский (1965а) выделяет три комплекса: докембрийский базальтоидный, нижнепалеозойский и нижне-среднепалеозойский гранитоидные. Возможно, что два последних комплекса могут быть объединены. Эти комплексы развиты лишь в юго-западных отрогах Гиссара и неизвестны в других частях региона. Среди силур-девонских образований Покровский выделяет нижнесилурийский базальтоидный и силур-девонский гранитоидный комплексы, проявления которых характерны только для Южного Гиссара.

В верхнем палеозое выделяются: нижнекарбоновый гранитоидный комплекс, развитый в основном в юго-западном Гиссаре, нижне-среднекарбоновый базальтоидный, средне-верхнекарбоновый и пермский гранитоидные, а также пермо-триасовый базальтоидный комплексы, проявившиеся, кроме последнего, в основном в Южном Гиссаре. Пермо-триасовый комплекс развит в обеих частях региона.

Докембрийский базальтоидный комплекс представлен основными эффузивами и небольшими, по-видимому субвулканическими, телами габбро-диабазов, которые в результате последующих процессов метаморфизма превращены в ортоамфиболиты. Абсолютный возраст пород комплекса, определенный калий-аргоновым методом по роговой обманке, 696—604 млн. лет. Химический состав пород комплекса характеризуется повы-

шенной магнезиальностью и титанистостью. Какая-либо рудная минерализация, связанная с породами комплекса, не установлена.

Нижнепалеозойский гранитоидный комплекс объединяет небольшие согласные и секущие тела биотитовых и двуслюдяных лейкократовых и аплитовидных гранитов, тесно связанных с докембрийской кристаллической толщей. Данные определения абсолютного возраста (480—460 млн. лет) подтверждают их раннеордовикский возраст.

Внутри комплекса выделяются две последовательно сформировавшиеся формации реоморфических и палингенных лейкократовых гранитов. Реоморфические граниты представлены небольшими телами с расплывчатыми очертаниями, которые постепенно, через ореолы магматизации, переходят во вмещающие гнейсы. Лейкократовые граниты образуют маломощные согласные и дайкообразные тела, реже — небольшие штоки. Они приурочены, как и реоморфические граниты, к сводовым частям брахиантиклинальных структур.

Из жильной фации отмечаются турмалинсодержащие пегматиты и метасоматические альбититы.

Рудная минерализация, связанная с породами комплекса, не установлена. А. В. Покровский высказывает предположение о возможной связи с ними золоторудного и редкометального оруденения.

Нижне-среднепалеозойский гранитоидный комплекс включает ряд крупных массивов (Обинаурузский, Вахшиварский и др.), сложенных гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Размещаются они исключительно в докембрийской кристаллической толще, прорывая лейкократовые граниты предыдущего комплекса.

В составе комплекса выделяются две формации: гранит-гранодиоритовая и лейкократовых гранитов. Первая слагает основную массу пород (до 80% объема комплекса) и представлена главным образом биотитовыми гранитами, которые в краевых частях интрузивов переходят в гранодиориты, иногда — в кварцевые диориты. Вторая формация развита незначительно, представлена небольшими дайкообразными и неправильными телами лейкократовых гранитов и аляскитов, прорывающих породы первой формации.

Основная масса пород по химическому составу соответствует нормативному типу гранита, отличается существенной пересыщенностью глиноземом. Наблюдаются отклонения отдельных проб до кварцевых диоритов и аляскитов.

Возраст пород комплекса, по геологическим данным, может быть определен в очень широких пределах — от ордовика до конца девона. Имеющиеся отдельные определения абсолютного возраста (380—378 и 370—330 млн. лет) позволяют считать их среднедевонскими (Исамухамедов и др., 1965). А. В. Покровский (1965а) на основании ряда общих геологических соображений предполагает их более древний возраст — граница ордовика и силура.

Рудная минерализация, связанная с породами данного комплекса, не установлена.

Нижнесилурийский (?) базальтоидный комплекс представлен лишь вулканогенной формацией, проявившейся в форме подводных излияний и субвулканических образований. По представлениям А. В. Покровского (1965а), впервые выделившего данный комплекс, это наиболее древние образования Южного Гиссара, представленные сильно метаморфизованной спилит-диабазовой формацией в составе выделенной им же сарытузской свиты. Нижнесилурийский возраст последней принимается несколько условно по аналогии со смежной Зеравшано-Гиссарской зоной на том основании, что она подстилает мощную карбонатно-сланцевую толщу, в ко-

торой присутствует верхнесилурийская фауна. В указанной зоне широко развиты основные эффузивы, объединенные И. Х. Хамрабаевым (1958) в нижнесилурийский вулканогенный комплекс. Породы комплекса подверглись сильному метаморфизму, в результате чего слагающие их основные эффузивы превращены в ортоамфиболиты, переслаивающиеся со сланцами, песчаниками и мраморами. По данным А. В. Покровского, в контакте с более поздними интрузиями эти породы значительно инъецированы и приобрели интрузивноподобный облик; часть исследователей описывает их как породы ранних фаз Гиссарского батолита.

Из петрографических особенностей обращает на себя внимание аномально высокое содержание в породах комплекса, особенно слабо метаморфизованных, сфена, что свидетельствует о высоком содержании в магме титана.

По химическому составу породы в общем близки к базальтоидам, отличаются от них переменным содержанием отдельных компонентов, в первую очередь щелочей, что связано с метаморфическими преобразованиями.

Рудные проявления, связанные с породами комплекса, не установлены.

Силур-девонский гранитоидный комплекс в пределах региона развит незначительно и объединяет эффузивные и субэффузивные образования среднего и кислого состава. Эти образования приурочены к верхней части верхнесилурийской карбонатно-сланцевой толщи и известны в отдельных частях региона. Как отмечает А. В. Покровский (1965а), некоторые, хотя и явно недостаточные данные о характере пространственного размещения пород комплекса в совокупности с данными по смежным территориям позволяют предполагать, что комплекс проявлялся главным образом в осевой части Южного Гиссара.

Из-за слабого развития и недостаточной изученности пород комплекса нельзя сказать что-либо определенное об их рудоносности.

Нижнекарбоновый гранитоидный комплекс включает широко распространенные в регионе эффузивные и субвулканические тела преимущественно кислого состава.

Эффузивные образования слагают отдельные горизонты нижнего карбона; они имеют различную мощность и часто по простиранию быстро выклиниваются; представлены туфами, туфобрекчиями и игнимбритами липарит-дацитового и дацитового порфиров. Более основные разности (андезит-дацитовые и андезитовые порфириты) присутствуют в резко подчиненном количестве и тяготеют к низам вулканогенных толщ.

Субвулканические образования, представленные многочисленными, но небольшими дайко- и штокообразными телами гранодиорит-гранит-порфиров и кварцевых порфиров, прорывают докембрийскую гнейсовую толщу и магматические образования нижне-среднепалеозойских комплексов и пересекаются верхнепалеозойскими дайками диабазов и лампрофиров. Возраст их многие исследователи принимали как пермский. Однако их пространственная связь с нижнекарбоновыми эффузивами, общность петрографических, петрохимических и геохимических особенностей, обнаружение в конгломератах и песчаниках сагдорской свиты (C_2) обломков гранит-порфиров и связанных с ними пород (Покровский, 1965а; Пятаев), а также данные определения абсолютного возраста (325 млн. лет; Василевский, 1964) свидетельствуют о принадлежности к нижнекарбоновым образованиям.

С образованиями этого комплекса нередко ассоциируются многочисленные полиметаллические месторождения и рудопроявления колчеданного типа (Хандиза, Карасан, Харкуш и др.), по поводу генезиса которых

существуют противоречивые мнения. Часть исследователей связывает образование их непосредственно с вулканической деятельностью. Другие исследователи (Исамухамедов и др., 1965) считают их парагенетически связанными с пермскими дайками кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов на основании пересечения указанных даек рудными жилками с галенитом, пиритом, халькопиритом и другими минералами, хотя такие рудные жилки вполне могут быть результатом позднейшего переотложения.

Нижне-среднекарбоновый базальтоидный комплекс включает спилит-порфировую вулканогенную и габбро-гипербазитовую интрузивную формации.

Эффузивные образования слагают мощную (до 3000 *м*) толщу, развитую главным образом на территории Таджикистана, представлены в основном спилитами и диабазовыми порфиритами, связанными постепенными переходами; редко отмечаются альбитофиры. Все эти породы претерпели значительные изменения.

Отмечаются значительные колебания химического состава пород, что является, по-видимому, следствием процессов метаморфизма. Однако общая их повышенная щелочность, вероятно, связана с составом исходной магмы.

Габбро-гипербазитовая формация представлена небольшими телами серпентинитов и габбро, причем габброиды и гипербазиты часто связаны постепенными переходами. Серпентиниты содержат многочисленные прожилки хризотил-асбеста и обильную пылевидную вкрапленность титаномагнетита и хромита. По химическому составу габброиды отвечают оливиновым и нормальным габбро, но, как и эффузивные образования комплекса, отличаются повышенной щелочностью.

С эффузивными образованиями комплекса связано медноколчеданное оруденение, с интрузивными — асбестовая, хром-никелевая и кобальтовая минерализация.

Средне-верхнекарбоновый гранитоидный комплекс [1] представлен многофазным батолитом (Гиссарский плутон) и его многочисленными сателлитами. Кроме интрузивных образований, А. В. Покровский (1965б) включает в среднекарбоновый комплекс эффузивы андезит-дацитового состава, выделенные им в самостоятельную кштутскую свиту, подобную минбулакской свите Чаткало-Кураминского региона.

В отношении возраста этого комплекса имеются некоторые противоречия. По данным определения абсолютного возраста, проявления комплекса захватывают и нижнюю пермь. Однако фаунистически охарактеризованные верхнекарбоновые песчано-сланцевые отложения, как будто перекрывающие породы комплекса, свидетельствуют о среднекарбоновом возрасте пород.

В составе комплекса выделяются гранодиоритовая, включающая эффузивную андезит-дацитовую фацию, гранитовая и аляскитоидная формации. Наиболее развита гранодиоритовая формация, главную роль в которой играют биотит-роговообманковые гранодиориты, переходящие иногда в эндоконтактовых частях в кварцевые диориты. Гранитовая формация представлена небольшими телами биотитовых и двухслюдяных гранитов, прорывающих гранодиориты. Аляскитоидная формация объединяет редкие небольшие дайко- и штокообразные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов и аляскитов. Проявления пород комплекса сопровождаются широкими (до 5 *км*) ореолами контактового метаморфизма вмещающих

[1] А. В. Покровский выделяет два самостоятельных комплекса — среднекарбоновый и пермокарбоновый.

силурийских отложений, характерные особенности которого — интенсивная фельдшпатизация, окварцевание и др.

С рассматриваемым комплексом связан ряд небольших месторождений и рудопроявлений скарново-шеелитовой (Хурсантаг, Обизаранг и др.), кварц-арсенопиритовой (Обизаранг), сульфидно-касситеритовой (Джейранское) и кварц-молибденитовой формаций. Это сближает его скорее с Западным Узбекистаном, а не с Чаткало-Кураминским регионом, где для соответствующего комплекса характерны преимущественно скарново-магнетитовая и редкометальная формации.

Пермский гранитоидный комплекс имеет отчетливо выраженный плутоно-вулканический характер и включает эффузивную и субвулканическую фации.

Эффузивные образования, представленные липарит-дацитовыми, липаритовыми и кварцевыми порфирами, слагают лючабанскую и ханакинскую свиты.

Субвулканические образования, представленные небольшими телами аляскитовых гранитов кварцевых порфиров и различных субщелочных пород, ассоциируют с эффузивами и имеют отчетливо выраженный трещинный характер. Среди акцессориев характерно наличие флюорита и галенита. С этим комплексом связаны проявления молибденовой и кварц-барит-флюорит-полиметаллической минерализации.

Некоторые исследователи условно связывают с ним и полиметаллическую (колчеданно-полиметаллическую?) минерализацию, генезис которой весьма спорный.

Пермо-триасовый базальтоидный комплекс развит весьма ограниченно и представлен маломощными дайками различных диабазов и связанных с ними субщелочных дериватов базальтовой магмы. По данным А. В. Покровского и П. В. Панкратьева (1965), в большинстве случаев эти дайки пострудные; некоторые исследователи (Исамухамедов и др., 1965) связывают с ними часть рудной минерализации.

ЗАПАДНО-УЗБЕКИСТАНСКИЙ РЕГИОН

Территория Западного Узбекистана входит в пределы Южно-Тянь-Шаньской структурно-фациальной зоны и включает горные массивы Центральных и Южных Кызыл-Кумов, Нуратау, Каратюбе и прилежащие к нему с востока части Зеравшанского хребта. Горные массивы Западного Узбекистана несколько условно разделяются на две группы — Северную (Северный и Южный Нуратау, Тамды, Букантау) и Южную (Зирабулак-Каратюбинские горы). Северная группа отличается от южной более широким распространением гранитоидных интрузий ранних фаз, меньшим их размывом, преобладанием более низкотемпературных рудных формаций и преобладающим развитием золоторудных месторождений. Эти особенности обусловлены структурным положением северной группы: она находится в краевой части Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали и расположена близко к зоне глубинных разломов.

В тектоническом отношении северные части гор Нуратау и Кызыл-Кумов представляют собой области краевых прогибов — синклинориев. Южные части Кызыл-Кумов, Зеравшанский район и горы Нуратау относятся к внутренним поднятиям геосинклиналей В. И. Смирнова (1961) или междуядерным зонам В. И. Попова (1960).

Магматические образования, довольно широко развитые на территории региона, формировались в течение длительного времени в результате проявления отдельных тектоно-магматических циклов, сформировавших магматические комплексы.

И. Х. Хамрабаев (1958) для этого региона выделяет следующие магматические комплексы:

1) верхнесилурийский (базальтоидный) вулканогенный,
2) девонский вулканогенный,
3) нижне-среднекарбоновый базитов и ультрабазитов,
4) верхнекарбоново-нижнепермский гранитоидный.

Верхнесилурийский базальтоидный комплекс преимущественно распространен в Тамдытау, где он представлен спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами, альбитофирами и их туфами, претерпевшими значительные метаморфические преобразования, вплоть до образования зеленокаменных пород. Породы этого комплекса известны на северном склоне Нуратинского хребта, где они, переслаиваясь с песчано-сланцевыми отложениями венлока, образуют отдельные пачки и линзы, иногда мощностью до 100 *м*. Маломощные прослои спилитов известны в силурийских отложениях Букантау.

В последнее время появились данные (А. А. Кустарниковой, Ф. Аскарова, В. С. Чекунова), подтверждающие присутствие в регионе, в частности в Султануиздаге и Каратюбе (Лолабулак), еще более древнего, ордовикского, комплекса вулканогенных пород.

Девонский вулканогенный комплекс представлен только в эффузивной и субвулканической фациях. Породы этого комплекса распространены в горах Султануиздаге (участки Шейх Джейли, Джумуртау, Зенги бобо). В других районах они вскрыты лишь скважинами разведочного и картировочного бурения. Однако истинные масштабы их развития, по-видимому, велики. Косвенным указанием на это могут служить значительные мощности эффузивов в районе Хан Банды (до 400—500 *м* и более). В горах Ханбанды-тау образования комплекса представлены кристаллокластическими, литокластическими и, реже, пепловыми разностями туфов липарит-дацитового состава.

В Кара-Тюбе и Зирабулаке породы комплекса представлены кварцевыми и фельзитовыми порфирами, девонский возраст которых устанавливается несколько условно.

Вулканогенные породы Кульджуктау, представленные альбитофирами, кварцевыми и дацитовыми порфирами и их туфами, развиты в центральной части и на южном склоне хребта, где они образуют прослои и линзы мощностью до 100—150 *м*.

В горах Каратау, Джумуртау (Султануиздаг), также, согласно наблюдениям А. А. Кустарниковой, В. Я. Казакевича и других геологов, породы данного комплекса представлены породами среднего и кислого ряда, изменяющимися от андезитов и дацитов в низах толщи вулканогенных пород до альбитофиров и кварц-плагиоклазовых порфиров в верхних ее горизонтах. Возраст пород, согласно геологическим наблюдениям и данным определений абсолютного возраста, устанавливается как D_1—D_2.

Эффузивные образования кислого состава не всегда однозначно установленного девонского возраста встречаются и в других частях региона.

Химический состав пород характеризуется непостоянным содержанием щелочных алюмосиликатов, полевошпатовой извести и фемических компонентов. В среднем состав пород соответствует липаритам Дэли. Из геохимических особенностей для эффузивов Султануиздага можно отметить повышенные против кларков концентрации меди, цинка и марганца.

Для пород комплекса характерно размещение в них (особенно в туфогенных разностях) колчеданных и колчеданно-полиметаллических проявлений (Тамды, Султануиздаг).

Нижне-среднекарбоновый комплекс базитов и ультрабазитов включает две разновозрастные формации гипербазитов и габброидов. Геологически

возраст пород комплекса устанавливается не везде достаточно точно: нижняя возрастная граница его — на основании того, что породы прорывают отложения верхнего силура, среднего девона, местами низы среднего карбона, а верхняя — по срезанию их породами более молодого гранитоидного комплекса. По определениям абсолютный возраст пород этого комплекса от 315±7,5 до 292±5,6 млн. лет.

В распределении гипербазитов и базитов Узбекистана намечается определенная закономерность, выражающаяся в тяготении их к краевым прогибам и глубинным разломам Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. Это определило размещение основных и ультраосновных пород в виде трех прерывистых поясов: 1) Тамдынско-Нуратинско-Южноферганского, 2) Зирабулакско-Кульджуктауско-Султануиздагского (менее выдержанного) и 3) предполагаемого пояса вдоль южной окраины геосинклинали, скрытого мезозойскими отложениями и приблизительно отвечающего Карши-Амударьинской структурной зоне. Вместе с тем отмечаются проявления основных и ультраосновных пород и вне связи с окраинными глубинными разломами.

Наиболее крупные тела базитов и гипербазитов образуются на участках меридиональных изгибов зон глубинных разломов и прилегающих к ним структурных прогибов.

Гипербазитовая формация в пределах региона развита в Нуратау, Тамдытау, Зирабулаке и Султануиздаге.

В Северном Нуратау породы формации представлены преимущественно серпентинитами и образуют линзовидные межпластовые тела размерами до 0,8 *км*^{2}. Кроме серпентинитов, отмечаются перидотиты, пироксениты, а также клиноцоизит-хлоритовые и тальковые породы. В Тамдытау гипербазиты представлены серпентинизированными дунитами, перидотитами, серпентинитами, которые образуют межформационные залежи и небольшие обособленные тела линзовидной формы.

Ультраосновные породы Зирабулакских гор слагают небольшой Кутчинский массив, сложенный преимущественно серпентинитами. Особенно широко ультраосновные породы развиты в Султануиздаге, где они пространственно связаны с более молодой габброидной формацией. Представлены они главным образом серпентинитами.

Формация габброидов развита значительно шире, причем намечается тенденция увеличения их распространения с востока на запад. Габброиды встречаются почти во всех горных массивах Западного Узбекистана, кроме гор Нуратау. Обычно они слагают небольшие секущие или межпластовые тела и представлены габбро, габбро-диоритами, габбро-порфиритами и другими габброидами. Для некоторых массивов характерно интенсивное проявление процессов метаморфизма, с превращением габброидов в амфиболиты, тальк-хлорит-карбонатные и другие породы.

Предполагается, что метаморфизм этих пород связан с влиянием более молодых гранитоидных интрузий. Их влияние сказывается в образовании скарноидов (на контакте основных пород с известняками) и вермикулита, абсолютный возраст которых аналогичен возрасту гранитоидных интрузивов. С влиянием гранитоидов связывается и образование тальковых месторождений, подобных уральским; последние широко развиты в Султануиздаге.

Рудоносность комплекса базитов и гипербазитов изучена еще слабо. В настоящее время известны тесно связанные с интрузивами этого комплекса небольшие по размерам хромитовые, сульфидно-никелевые, титаномагнетитовые и асбестовые месторождения и рудопроявления. С хромитами и сульфидно-никелевыми рудами, кроме того, ассоциируются акцессорные примеси платиноидов.

В Южно-Ферганской полосе распространения гипербазитов и базитов имеются небольшие месторождения магнетита (надирский тип), однако генетическая связь их с данным комплексом спорна.

Верхнекарбоново-нижнепермский гранитоидный комплекс на территории Западного Узбекистана исключительно широко распространен и по существу определяет основной облик магматизма этого региона.

Возраст пород данного комплекса определяется как верхнекарбоновый. Они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения московского яруса и, вероятно, перекрываются континентальными отложениями C_3—P_1. Результаты определения абсолютного возраста пород ряда массивов (275—260 млн. лет) дают основание предполагать их возможный нижнепермский возраст.

Многочисленные гранитоидные массивы, слагающие данный комплекс, приурочены, как правило, к сводовым частям антиклинальных складок.

Породы комплекса формировались в четыре фазы, приведшие к образованию диоритовой, гранодиоритовой, гранитной и аляскитовой формаций. Ни в одном массиве не встречаются одновременно породы всех четырех фаз. Обычно конкретные интрузивы сложены двумя или тремя формациями.

Породы диоритовой формации, представленные обычно диоритами, кварцевыми диоритами, реже — габбро-диоритами, слагают значительные участки сложных массивов, образуя в них самостоятельные тела. Наибольшее их распространение отмечается в Нуратинских горах, где они обычно слагают периферические части крупных интрузивов (Актауского, Термикабукского и др.), а также небольшие самостоятельные тела. Иногда состав пород отклоняется до сиенит-диоритов и даже монцонитов (Тозбулакский массив в Кульджуктау). В северо-западной части региона (Букантау, Тамдытау) породы этой формации слагают мелкие штокообразные тела и дайки.

Гранодиоритовая формация занимает главенствующее положение среди гранитоидов региона. Характерный признак почти всех гранодиоритов — их порфировидное строение, преобладание биотита над амфиболом и широкое развитие краевых гибридных фаций, представленных гаммой пород повышенной основности: плагиогранодиоритов, кварцевых диоритов, местами даже диоритов. Они широко развиты во всех частях региона и характеризуются различными структурно-текстурными признаками и особенностями минерального состава.

С гранодиоритами тесно связана жильная серия пород, представленная гранодиорит-порфирами, лампрофирами, микрогранитами, аплитами и, реже, пегматитами.

Петрохимические особенности пород отражают значительную роль ассимиляционных процессов и характеризуются изменчивостью отдельных параметров. В общем породы близки к средним типам гранодиоритов и гранитов по Дэли, но полностью с ними не тождественны, как и химический состав отдельных разностей пород этой формации. Для большинства разностей характерна пересыщенность глиноземом, что сближает их с гранитами Дэли, тогда как содержание фемических компонентов соответствует содержанию их в гранодиоритах.

Гранитовая формация объединяет глубинные и жильные породы. Первые представлены биотитовыми гранитами — главным типом пород этой формации и слагают центральные и наиболее пониженные части интрузивов. В эндоконтактовых и апикальных частях интрузивов наблюдаются постепенные переходы их в адамеллиты и гранодиориты. Наиболее распространена формация гранитов в горах Нуратау. В других регионах породы этой формации распространены меньше, принимают участие в строении

крупных многофазных интрузивов или образуют самостоятельные небольшие штоко- и дайкообразные тела.

Жильная фация гранитов представлена многочисленными дайками аплитов и пегматитов, иногда лампрофиров.

Аляскитовая формация включает лейкократовые граниты и аляскиты, образующие обычно небольшие штокообразные и дайкообразные, реже — пластовые и лакколитообразные тела, размещающиеся главным образом в зонах разломов или вдоль контактов гранитоидов с вмещающими породами. Масштабы развития пород невелики (не более 5% от общего объема пород комплекса), но проявления их отмечаются почти во всех частях региона.

Среди лейкократовых гранитов выделяются (Свириденко, 1960) две генетические разновидности — интрузивные (образования заключительной фазы верхнекарбонового магматизма) и метасоматические, возникшие за счет более древних гранитоидов в результате их метасоматического преобразования.

Интрузивные лейкократовые граниты, которые не образуют крупных массивов, но сопровождаются породами жильной фации (аплитами, пегматитами) и постмагматическими образованиями (скарны), могут рассматриваться в качестве самостоятельной интрузивной фазы.

По химическому составу породы формации отвечают составу аляскита, некоторые разности приближаются к граниту. В последнем случае отмечаются признаки гибридизма, обусловленные несколько необычными по сравнению со средними типами пород количествами породообразующих компонентов.

Различие минералого-геохимических особенностей гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана зависит от фациальных условий их формирования и характера вмещающей среды. Но имеются некоторые общие черты, которые проявляются почти во всех интрузивных массивах, независимо от этих условий — относительно низкая железистость, большая щелочность, местами известковистость.

Для интрузивов ранних фаз и относительно менее глубинных массивов характерны повышенные кларки свинца, цинка, местами молибдена. Для гранитоидов поздних фаз (гранитов, аляскитов), формирующихся в условиях большей глубинности, характерны высокие содержания рубидия, олова и других элементов, в 3—4 и даже в 10—15 раз превышающие кларки их в кислых породах.

Повышенная известковистость и низкая железистость обусловливают развитие, особенно в формациях диоритов и гранодиоритов, парагенезиса кальциевых акцессориев (сфен, апатит, ортит) со слабым развитием железистых акцессориев — ильменита и магнетита. Магнетита в породах большинства массивов содержится меньше 0,1—0,2%, зачастую он отсутствует. Эта геохимическая и акцессорно-минеральная «специализация» гранитоидов Западного Узбекистана подтверждается магнитометрическими исследованиями и используется при оконтуривании закрытых массивов гранитоидов геофизическими методами.

Для биотитовых и мусковитизированных гранитов свойственны сфен, ильменорутил, гранат, шеелит и другие минералы. В лейкократовых гранитах возрастает содержание граната, ильменорутила. Для менее глубинных интрузивов (Тамдынский) свойственны заметные (до 300—400 *г/т*) концентрации флюорита, галенита (до 100—150 *г/т*), местами — хромита. Присутствие последнего можно объяснить частичной ассимиляцией гранитной магмой гипербазитов с хромитовой минерализацией. В то же время граниты и аляскиты более глубинных интрузивов южной группы гор характеризуются присутствием таких акцессориев, как берилл, касситерит

и турмалин. С такими гранитоидами ассоциирует редкометальное оруденение в пегматитах, грейзенах и даже скарнах.

Постмагматические продукты верхнекарбонового—нижнепермского комплекса гранитоидов разнообразны и определяются фациальными условиями, составом среды и относительной ролью той или иной фазы интрузии на данном уровне среза.

Общие особенности, определяющие металлогению Западного Узбекистана,— развитие скарново-редкометальной, гидротермально-золоторудной, полиметаллической, частично ртутно-сурьмяной и колчеданно-полиметаллической минерализации. Характерно отсутствие скарново-железорудной и слабое развитие барит-флюоритовой минерализации.

В северной группе гор обнаруживается связь золоторудной минерализации в зонах окварцевания и альбитизации с интрузиями относительно малых глубин, а скарново-шеелитовой, гидротермально-оловорудной и редкометально-магнетитовой — с относительно глубинными интрузиями. На основании детальных исследований последних лет устанавливается связь определенных типов скарнов с отдельными фазами гранитоидных интрузий (например: пироксен-гранат-шеелитовых с гранодиоритовой, гранат-везувиан-шеелитовых с гранитовой, амфибол-тремолит-шеелитовых или сульфидно-шеелитовых с аляскитовой формациями). Эти данные нуждаются в дальнейшей проверке и более аргументированном объяснении.

ВЫВОДЫ

1. В областях палеозойских сооружений Узбекистана наблюдается преимущественное развитие определенных рудных формаций в отдельных регионах. Так, например, в Чаткальской подзоне развиты редкометально-золото-железорудные формации, в Кураминской — полиметаллические, медно-золотые, железорудные и флюоритовые, в Западном Гиссаре — полиметаллические, флюоритовые, в Западном Узбекистане — редкометальные и золоторудные. Своеобразная рудная «специализация» регионов находится в зависимости от особенностей проявления магматизма.

2. В истории развития Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали кратность проявления магматизма, первичная природа магмы, последующая ее эволюция и фациальные условия становления магматических формаций в той или иной среде определили преимущественное развитие отдельных рудных образований в связи с отдельными магматическими комплексами.

3. Преобладающее развитие в пределах отдельных регионов определенных магматических комплексов, согласно современным геофизическим данным, обусловлено особенностями строения земной коры. Регионы с преобладающим развитием герцинских и позднегерцинских батолитовых интрузий гранитоидов (Чаткальский и, возможно, Западно-Узбекистанский регионы) приурочены к наиболее мощным участкам земной коры с относительно развитым так называемым «гранитным» слоем. Поэтому весьма естественно, что здесь преобладающее развитие получают постмагматические рудные формации гранитоидного ряда: редкие металлы (W, Mo, Sn), золото и др.

Регионы с преимущественным и многократным проявлением герцинских и позднегерцинских гранитоидных и вулканогенных формаций (Курама, Гиссар) характеризуются умеренной мощностью коры с переменной мощностью «гранитного» и «базальтового» слоев. Соответственно и совокупность рудных формаций здесь иная, более сложная: наряду с семейством элементов гранитоидного ряда (свинец, цинк, молибден, золото) проявляются элементы, более свойственные основным (железо, медь) и щелочным (фтор) магмам.

В области, где земная кора имеет минимальную мощность и относительно близки к поверхности базальтовый слой и верхняя мантия (например, Южно-Ферганский пояс), преимущественно развит комплекс базитов и гипербазитов, которые многие исследователи рассматривают в настоящее время как продукты вещества верхней мантии. Поэтому здесь вполне закономерно развиваются рудные проявления семейства железа (железо, хром, титан) и некоторых тяжелых металлов (ртуть), преимущественная связь которых с теми или иными слоями Земли и магматическими комплексами еще спорна.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1947.

Абдуллаев Х. М. Влияние состава вмещающих пород на формирование постмагматических месторождений.— В кн.: Юбил. сб., посвящ. 25-летию Узб. ССР. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1949.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1954.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1960.

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. Изд-во «Недра», 1964.

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов.— Сов. геол., № 8, 1963.

Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М., Горьковой О. П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1964.

Бенш Ф. Р. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хребта Кара-Чатыр.— Узб. геол. ж., № 5, 1958.

Василевский Б. Ф. Схема эндогенной металлогении Юго-Западных Гиссар и некоторые вопросы генезиса месторождений района.— Научные труды Ташкентского ун-та, нов. серия, вып. 249, геол. науки, кн. 21, 1964.

Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Ишутин В. В., Семенович В. В., Таль-Вирский Б. Б., Чамо С. С. Региональные геофизические исследования в Средней Азии и их дальнейшее направление.— Сов. геол., № 12, 1963.

Головин Е. М., Юрьева Л. А. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля.— Записки Узб. отд. Всес. Мин. об-ва, вып. 15, 1963.

Деменицкая Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости.— Сов. геол., № 6, 1958.

Исамухамедов И. М., Кушченко П. Д., Василевский Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.—Записки Узб. отд. Всес. Мин. об-ва, вып. 17, 1965.

Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1959.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

Козеренко В. Н. Анализ глубинности интрузий при поисках рудных месторождений в средней части Западного Тянь-Шаня.— Сов. геол., № 17, 1946.

Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 33, вып. 4, 1958.

Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во «Недра», 1964.

Наливкин Д. В. Материалы к стратиграфии Центрального Тянь-Шаня. Изд-во АН СССР, 1931.

Николаев В. А. Геология Средней Азии за 30 лет.— В кн.: Советская геология за 30 лет. Госгеолиздат, 1947.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.

Покровский А. В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана.— В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент. Изд-во «Наука», 1965а.

Покровский А. В. Основные закономерности развития карбонового вулканизма Южного Узбекистана.— В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент. Изд-во «Наука», 1965б.

Покровский А. В., Панкратьев П. В. Дайки и их отношение к оруденению на проявлении Хандиза.— В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня.— Ташкент. Изд-во Ком. наук Узб. ССР, 1938.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд-во САГУ, 1960.

Свириденко А. Ф. Метасоматические аплиты в гранитоидах Западного Узбекистана.— Узб. геол. ж., № 6, 1960.

Смирнов В. И. Образование различных видов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы.— Сов. геол., сб. 1, 1944.

Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1961.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев р. Чаткала и Санделаша (Тянь-Шань).— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 4, 1958.

Уломов В. И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1960.

Уломов В. И. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1962.

Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.

Хамрабаев И. Х., Ахмеджанов М. Я., Фузайлов И. А., Борисов О. М., Джамалов Д. Б., Кензин И. А. Основные черты геологического строения и металлогении палеозойского фундамента пустынь Западного и Южного Узбекистана.— В кн.: Полезные ископаемые, энергетические ресурсы пустынь и их использование. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1963.

Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Узб. ССР

В. А. Кузнецов

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОЛИЦИКЛИЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Алтае-Саянской областью называют складчатые структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы. В границы области и соответствующей металлогенической провинции входят горные массивы Восточного Саяна, Западного Саяна, Танну-Ола, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и Салаира, а также расположенные между ними котловины — Минусинская, Тувинская и Кузнецкая. Кроме того, в состав области может быть включена Колывань-Томская зона, хотя нередко она рассматривается как прямое продолжение Калбинской зоны и Рудного Алтая и вместе с ними включается в состав Зайсанской складчатой системы.

Вопросы металлогении Алтае-Саянской области рассматривались многими исследователями и освещались в трудах В. А. Обручева, а также М. А. Усова (1935), И. К. Баженова, А. Я. Булынникова, В. П. Нехорошева, Ф. Н. Шахова и др. Однако металлогеническая изученность области недостаточна. В последнее время были поставлены на обсуждение некоторые частные вопросы металлогении области, а также сделаны обобщения по металлогении некоторых районов (В. А. Кузнецов, 1957, 1960, 1963; Унксов, 1958; Иванова, 1959, 1963; Додин, 1961; Домарев, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964; Никольская, 1965). Появились новые обобщения по магматизму области в целом и отдельных ее районов (Пинус, 1958, 1960; Ю. А. Кузнецов, 1960 и др.). Это позволяет предпринять попытку обобщения по новым данным основных особенностей металлогении (главным образом эндогенной) Алтае-Саянской области в целом, обратив особое внимание на те вопросы, которые могут иметь более широкий общий интерес.

ЦИКЛЫ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ

Анализ тектоники и магматизма приводит исследователей Алтае-Саянской области к единодушному мнению о несомненной направленности ее развития. Последняя выражается в общей тенденции развития от геосинклинальных систем через образование складчатых или орогенных систем к консолидированным субплатформенным глыбовым структурам, в формировании протерозойских, раннекаледонских (салаирских), позднекаледонских, а затем герцинских складчатых систем, обрамляющих Сибирскую платформу последовательно с востока на запад. Наконец, эта тенденция проявляется в развитии магматизма — последовательной смене производных глубинных подкоровых (гипербазитовых и базитовых) магм, преобладающих на ранних этапах развития области, производными внутрикоровых гранитоидных магм на средних этапах развития, а затем производны-

ми основных и щелочных магм на поздних этапах. Все это, по-видимому, закономерно и выражает направленное развитие земной коры на территории области от океанической по типу к континентальной.

Вместе с тем анализ этих данных приводит автора, как и ряд других исследователей, к выводу о том, что наряду с общей направленностью развития Алтае-Саянской области несомненно имеет место явно выраженная цикличность развития. Особенности развития тектоники и магматизма этой области позволяют автору в сложном и в известной мере дискуссионном вопросе о соотношении направленности и цикличности тектонического развития поддержать мнение тех многочисленных исследователей, которое очень четко сформулировано В. Е. Ханным (1964): «Существующая направленность в развитии геосинклинальных поясов отнюдь не зачеркивает, как полагают некоторые исследователи, возникшее ранее представление о цикличности (полицикличности) этого развития. Цикличность, если ее понимать диалектически, а не метаморфически, не противоречит направленности развития, поскольку она предусматривает лишь относительную повторяемость некоторых главнейших событий» (стр. 11—12).

В истории развития Алтае-Саянской области несомненно имела место повторяемость некоторых событий, выраженная в повторении почти тождественных разновозрастных геологических, в том числе магматических, формаций (вулканогенные формации девона в ряде районов области оказываются почти тождественными развитым там же формациям кембрия, герцинские гранитные батолитовые по типу комплексы Горного Алтая чрезвычайно сходны с раннекаледонскими гранитными комплексами того же района и т. д.). Мало того, имеют место повторения не только отдельных формаций, но и сходных, хотя и не вполне тождественных рядов геологических формаций. Некоторые примеры приведены ниже.

Как видно, есть все основания говорить о направленно-цикличном (полицикличном) развитии Алтае-Саянской области. Полициклическими оказываются также многие складчатые области, особенно сложного строения, в частности Кавказ (Твалчрелидзе, 1961). Исследования А. Д. Щеглова показали полицикличность развития Западного Забайкалья. В. И. Смирнов (1963а) считает, что практически все рудные провинции, включающие целые складчатые области или крупные части их, относятся к полициклическим. Недавно Е. Т. Шаталов (1965) показал, что направленно-полицикличное развитие — закономерность, свойственная большинству складчатых областей, причем он обратил внимание на то, что и Ю. А. Билибин во многих работах отмечал, что такие сложные складчатые регионы, как Урал и Казахстан, были образованы в продолжение нескольких циклов, хотя и не применял в своих работах термин «полицикличность» формирования геосинклинальных поясов в его современном понимании.

Говоря о циклах развития, мы имеем в виду понятие о тектоно-магматическом цикле, первоначально введенное Ю. А. Билибиным. В тектоно-магматическом цикле большинство исследователей выделяют три важнейшие стадии: а) раннюю, отвечающую периоду геосинклинального прогибания с производными ультраосновных и основных магм; б) среднюю, соответствующую периоду главных фаз складчатости, для которой характерны гранитные магмы, и в) позднюю, соответствующую периоду консолидации складчатой системы, переходу ее в орогенную, а затем платформенную область с производными основных и щелочных магм.

На обширной территории Алтае-Саянской складчатой области в указанных выше границах известны комплексы пород, в том числе магматические образования архейского, протерозойского (синийского), каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов, а также послегерцинские мезо-кайнозойские образования. Архейские комплексы развиты сравни-

тельно слабо, главным образом в массивах приподнятого фундамента Сибирской платформы среди байкальских складчатых структур Восточного Саяна. Для металлогении Алтае-Саянской области они не имеют существенного значения. Послегерцинские мезо-кайнозойские комплексы, связанные с явлениями активизации древних складчатых структур, также развиты ограниченно.

Если не считать указанных архейских и послегерцинских образований, то Алтае-Саянскую металлогеническую провинцию можно рассматривать как область развития магматизма и эндогенного оруденения трех тектоно-магматических циклов — протерозойского (байкальского), каледонского, точнее — салаиро-каледонского и герцинского [1].

Протерозойский (байкальский) тектоно-магматический цикл принимается пока в широких границах всего протерозоя и синия, хотя в действительности здесь было не менее двух законченных циклов развития. Уверенное расчленение этого цикла и выделение стадий его развития пока затруднительно, поскольку для районов наиболее полного развития протерозойских структур и магматических комплексов, т. е. для Восточного Саяна, существует ряд довольно противоречивых схем возрастного расчленения магматических образований (Додин, Гурьянова, 1960; Сулоев, 1960; Шелковников, 1962, А. Д. Смирнов, Булдаков, 1962; Никитина и др., 1964 и др.).

Проявления магматизма и оруденения протерозойского (байкальского) цикла шире всего развиты в срединной и северо-восточной зонах Восточного Саяна, а также на востоке и юго-востоке Тувы, в массиве Сангилен, т. е. в пределах области байкальской складчатости и гораздо слабее представлены на остальной территории Алтае-Саянской области. Более или менее уверенно они выделяются лишь в Томском массиве среди салаирских и раннекаледонских складчатых структур Кузнецкого Алатау и еще менее уверенно — в Джебашском массиве в каледонидах Западного Саяна.

К производным наиболее ранних этапов протерозойского цикла можно отнести измененные габброиды так называемого урдоокинского комплекса. С последующими этапами связываются гнейсовидные гранитоиды онотского и дербинского комплексов, более поздние, вероятно позднепротерозойские, основные габброидные интрузии бильчирского комплекса Восточного Саяна, подобные им интрузии тебинского комплекса Кузнецкого Алатау, а также интрузии аляскитовых и порфировидных гранитов, часто сопровождаемых слюдоносными пегматитами. Это саянский гранитный комплекс Восточного Саяна, томский комплекс Кузнецкого Алатау и эрзинский комплекс Сангиленского массива Тувы. Возраст гранитных интрузий этих комплексов синийский. К синийскому времени следует относить и известный ильчирский гипербазитовый комплекс Восточного Саяна. Как показал Г. В. Пинус (1965), этот комплекс — полный аналог нижнекембрийского актовракского комплекса каледонид Алтае-Саянской области. Он проявился в байкальских структурах несколько ранее актовракского и оказался таким образом его предшественником, но тем не менее близко родствен ему.

Салаиро-каледонский тектоно-магматический цикл включает период от конца синия до середины девона. Производные этого цикла широко

---

[1] Автор вместе с рядом других сибирских геологов считал возможным выделять салаирский этап развития области в качестве самостоятельного тектоно-магматического цикла, учитывая особенно полное развитие магматизма в этом этапе. В настоящее время автор (В. А. Кузнецов и др., 1964, 1965) рассматривает магматизм и эндогенное оруденение салаирского этапа как раннюю стадию более крупного каледонского, или салаиро-каледонского тектоно-магматического цикла.

развиты на всей территории Алтае-Саянской области. Среди них четко выделяются производные трех основных стадий развития этого цикла.

Ранняя (салаирская) стадия цикла, охватывающая период от позднего синия до второй половины кембрия, имела для формирования Алтае-Саянской области особое значение. В это время на всей территории области была заложена и развивалась типично выраженная энгеосинклинальная система. На востоке ее ложем, по-видимому, были протерозойские складчатые сооружения байкалид. На остальной обширной территории области, а также за ее пределами, на территории Казахстана, ложем эвгеосинклинальной области являлась земная кора океанического типа с относительно тонкой локально развитой сиалической оболочкой при неглубоком залегании вещества верхней мантии Земли (Семенов, 1963; В. А. Кузнецов и др., 1964).

Наиболее ранние производные этой стадии синийско-нижнекембрийские вулканогенные спилит-диабазовые комплексы, повсеместно проявившиеся на всей территории области и, как полагают многие исследователи, фиксируют положение островных дуг и сопряженных с ними геосинклинальных трогов. С ними чрезвычайно тесно связываются субвулканические габброидные интрузии, образующие бюйский комплекс в Кузнецком Алатау и соответствующий субботинский комплекс в Западном Саяне. Во второй половине раннего и в начале среднего кембрия также повсеместно вдоль зон глубинных разломов внедрились интрузии гипербазитовой магмы, образовавшие ряд крупных гипербазитовых поясов (актовракский комплекс Тувы и Западного Саяна, чаганузунский в Горном Алтае и др.). Наряду с ультраосновными интрузиями типичной гипербазитовой формации проявились дифференцированные ультраосновные интрузии, которые относятся к габбро-пироксенит-дунитовой формации. Примером ее является лысогорский комплекс Западного Саяна (Волохов, Иванов, 1963), а также, вероятно, лысанский комплекс в каледонидах юго-западной части Восточного Саяна. С этими интрузиями связано сульфидное медно-никелевое и титаномагнетитовое оруденение.

Вслед за этими производными раннего, доскладчатого магматизма также достаточно широко, особенно в пределах зон ранней салаирской консолидации каледонид, т. е. в салаиридах, проявились близко одновременные со складчатостью салаирской стадии (конец среднего — начало верхнего кембрия) интрузии габбро-плагиогранитного состава. Они представлены известным таннуольским комплексом в Туве, ольховским — в юго-западных частях Восточного Саяна, маинским — в Западной Саяне, лебедским — в Горной Шории, мартайгинским, или берикульским, в северной части Кузнецкого Алатау. По последним данным, возрастным аналогом этой интрузии может являться известный огнитский граносиенитовый комплекс в байкалидах Восточного Саяна (Митрофанов, Кольцова. 1965), который другие исследователи считают силурийским или девонским. С этими комплексами связываются месторождения золота, скарновые магнетитовые месторождения, проявления медного оруденения и др.

Средняя стадия салаиро-каледонского цикла (конец кембрия — силур) явилась этапом развития терригенных флишевых геосинклинальных прогибов (Западный Саян, Горный Алтай, Салаир) и весьма существенного увеличения в пределах области мощности сиалической коры. В связи с основной (таконской) складчатостью появились мощные внутрикоровые гранитоидные батолитовые по типу интрузии — Шапшальская в Горном Алтае, Западном Саяне и на западе Тувы, Большепорожская в Западном Саяне и ряд других. Видимо, с этой же стадией связываются гранитоидные интрузии в зонах салаирской стабилизации, где мощность кембро-ордовикских терригенных толщ была незначительной,— Кожухов-

ский, Тельбесский и Тигер-Тышский гранитоидные комплексы Кузнецкого Алатау.

Поздней стадией того же цикла (силур — девон) можно считать образование прогибов (Минусинского, Тувинского и др.) и накопление девонских вулканогенных базальтовых, диабаз-порфиритовых и ортофировых комплексов, сопровождаемых субвулканическими интрузиями. К этой стадии, по-видимому, относится гранит-порфировая Сорская интрузия, сопровождаемая медно-молибденовым оруденением. К позднекаледонским (эрийским) относятся гранит-граносиенитовые интрузии Тувы и Западного Саяна — Сютхольская (Байтайгинская), Бреньская, Джойская и др. Особенно характерны для этой стадии основные субщелочные и щелочные интрузии, развитые главным образом в зонах ранней стабилизации каледонид или салаиридах — Патынская габбро-сиенитовая, Горячегорская интрузия нефелиновых сиенитов и уртитов, Сайбарская интрузия и ряд других. Это все явно посторогенные интрузии, локализующиеся главным образом вдоль региональных разломов. К этой группе поздних производных каледонского цикла обычно относят торгалыкский габбро-сиенитовый комплекс Тувы, хотя геологический возраст его, по радиологическим данным, определяется как более поздний — позднедевонский или нижнекаменноугольный.

К этой же группе относятся весьма характерные ботогольский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов Восточного Саяна, белозиминский комплекс щелочных основных и ультраосновных пород с уртитами и карбонатитовой минерализацией, а также сангиленский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов Сангилена, т. е. байкалид юго-востока Тувы. Возраст этих комплексов радиогеологическими методами определяется как самый конец палеозоя — начало мезозоя. Есть основания не считать эти интрузивные комплексы и связанную с ними минерализацию производными поздних стадий каледонского цикла, как полагает большинство исследователей, а видеть в них проявления позднепалеозойской, т. е. герцинской активизации древних каледонид и байкалид, возможно вызванной одновременными процессами развития герцинской геосинклинальной системы на западе Алтае-Саянской области — в Горном Алтае и Салаире, и еще западнее — в Зайсанской области. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Герцинский тектоно-магматический цикл охватывает период от среднего девона до конца палеозоя. Производные его развиты главным образом на западе области — в Горном Алтае, причем наиболее полно — в Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоне, представляющей собой длительно развивающийся каледонско-герцинский геосинклинальный прогиб, и в Салаирском кряже. Намечаются также три обычные стадии развития герцинского цикла.

Ранняя (девонская, или тельбесская) стадия характеризуется геосинклинальным прогибанием некоторых зон и накоплением вулканогенных андезит-риолитовых или кератофировых типично-геосинклинальных комплексов (куратинская и другие свиты среднего девона Горного Алтая). С ними в некоторых районах связываются вулканогенно-осадочное железооруденение и признаки колчеданной минерализации (Калугин, 1959; Лапин, 1963; Калугин и др., 1964). С вулканическими образованиями комагматичны гранитоидные интрузии. Также с ранней стадией цикла связывается габбро-диабазовая интрузия конца девона — начала карбона, сходная по типу с дозмеиногорским комплексом малых габброидных интрузий соседнего Рудного Алтая. С нею связывается железо- и арсенидно-кобальтовое оруденение. Сюда же относится Харловская дифференцированная габбровая интрузия с титаномагнетитовыми рудами.

Как видно, перечисленные магматические комплексы и связанная с ними рудоносность довольно типичны для ранних стадий развития многих геосинклинальных и складчатых систем. От типичных проявлений магматизма первичных эвгеосинклинальных систем приведенные проявления магматизма отличаются лишь отсутствием гипербазитовых интрузий (раннегерцинские гипербазиты известны в Иртышской и Чарской внутренних зонах соседней Зайсанской геосинклинальной области) и преобладанием в составе вулканических образований не основных, а средних и кислых по составу лав, относящихся не к спилит-кератофировой, а скорее к кварц-кератофировой формации.

Средняя стадия герцинского цикла — накопление песчано-сланцевых флишоидных толщ среднего и верхнего девона в геосинклинальных прогибах, а затем — основная складчатость в Горном Алтае и Салаирском кряже, по-видимому, в нижнем — среднем карбоне, и внедрение посткладчатых гранитоидных и гранитных интрузий. С этой стадией связывается образование в Горном Алтае гранитоидных комплексов повышенной основности, типа яломанского — вероятных аналогов змеиногорского комплекса Рудного Алтая, а затем многочисленных интрузий слюдяных гранитов (Белокурихинской, Юстыдской и др.), которые по составу, возрасту и особенностям металлогении сопоставляются с калбинским гранитным комплексом Зайсанской геосинклинальной системы. Герцинская складчатость (карбон) и гранитные интрузии обусловили окончательную консолидацию геосинклинальной системы западной части Алтае-Саянской области в пределах Горного Алтая и Салаира.

Поздняя стадия герцинского цикла выражается в проявлении посторогенных малых интрузий основного состава, представленных в Горном Алтае теректинским диабазовым дайковым комплексом и чуйским лампрофировым комплексом (В. А. Кузнецов и др., 1964; Михалева, 1963).

Как уже упоминалось, в разных районах Алтае-Саянской области проявились, кроме того, послегерцинские мезозойские и кайнозойские излияния и внедрения (дайки, трубки взрыва) траппов, базальтов и других производных основной магмы.

Общая схема развития магматизма Алтае-Саянской области и составленная с учетом новых данных схема корреляции главнейших магматических комплексов в различных структурно-формационных зонах приведены в табл. 1.

Размещение производных магматизма и оруденения, принадлежащих к протерозойскому, салаиро-каледонскому и герцинскому циклам, на территории Алтае-Саянской области иллюстрируется схемой на фиг. 1.

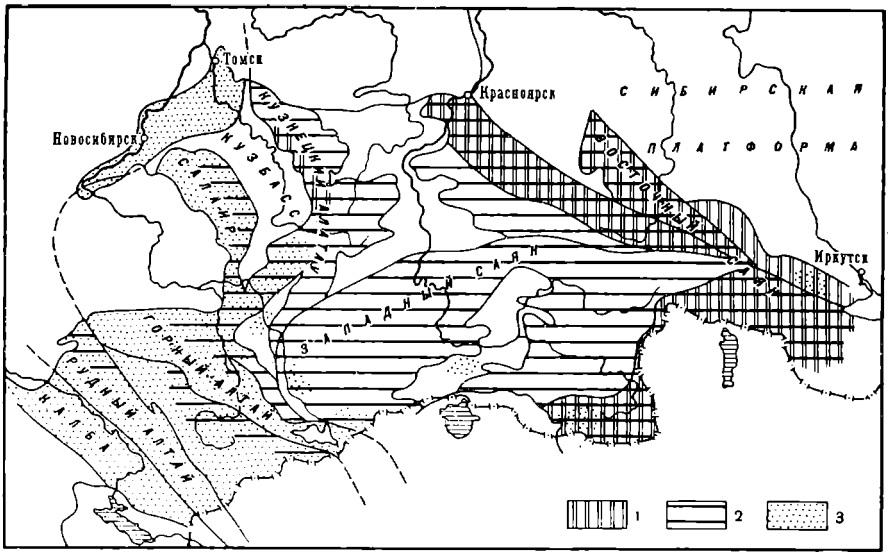
В крайней, восточной, части области, в пределах байкалид, развиты производные протерозойского (байкальского) тектоно-магматического цикла, на которые накладываются габбро-плагиогранитные и граносиенитовые комплексы салаиро-каледонского цикла. Кроме того, наблюдаются позднепалеозойские и мезо-кайнозойские магматические образования, которые, по мнению автора, связаны с процессами герцинской и еще более поздней активизации байкальских складчатых структур и окраины Сибирской платформы. Наконец, здесь же в блоках архейского фундамента платформы имеются производные архейского магматизма и эндогенного оруденения.

В средних частях Алтае-Саянской области, в пределах собственно каледонид, т. е. складчатых структур салаиро-каледонского этапа стабилизации, широко развиты производные магматизма и оруденения салаиро-каледонского цикла, среди которых лишь в зоне Кузнецкого Алатау достаточно уверенно можно выделить производные предшествующего протерозойского цикла.

Таблица 1

Схема развития магматизма и магматические комплексы в главных структурных зонах Алтае-Саянской области

Тектоно-магматический цикл	Возраст	Структурно-формационные зоны				
		каледонско-герцинские; Горный Алтай	каледонские; Западный Саян	салаирские: Тува	салаирские: Кузнецкий Алатау	байкальская; Восточный Саян, Восточная Тува
Байкальский	Pt					Онотский и Дербинский гранитные батолитовые
	Pt				Тебинский габброидный Томский гранитный	Бильчирский габброидный Саянский гранитный Эрзинский гранитный
Салаиро-каледонский	Sn — Cm_1	Вулканогенные спилит-диабазовые	Спилит-диабазовые Субботинский габброидный	Спилит-диабазовые	Спилит-диабазовые Бюйский габброидный	Ильчирский гипербазитовый
	Cm_1	Чаганузунский гипербазитовый	Актовракский гипербазитовый Лысогорский габбропироксенит-дунитовый	Актовракский гипербазитовый	Саланский гипербазитовый	
	Cm_{2-3}		Маинский плагиогранитный	Таннуольский габбро-плагиогранитный	Мартайгинский габбро-сиенитовый, Улень-туимский гранит-граносиенитовый	Огнитский граносиенитовый (?)
	Cm_3 — O	Шапшальский гранитный батолитового типа	Шапшальский гранитный	Шапшальский гранитный		
	O — S		Большепорожский гранитоидный		Тельбесский, кожуховский, тигер-тышский гранитоидные Сорский гранит-порфировый	
	D_1		Вулканогенный порфировый Джойский гранит-гранодиоритовый	Вулканогенный диабаз-порфиритовый Сютхольский гранитоидный, бреньский граносиенитовый	Вулканогенный диабазовый и ортофировый Патынский габбро-сиенитовый Горячегорский комплекс нефелиновых сиенитов	
Герцинский	D_2	Вулканогенный андезит-риолитовый, кератофировый (куратинский и др.); девонский гранитоидный				
	D_3 — C_1	Чарышский габбро-диабазовый (малые интрузии)		Торгалыкский габбро-сиенитовый (малые интрузии)		
	C_1	Яломанский (змеиногорский) и другие гранитоидные				
	C — P	Калбинский, юстыдский и другие гранитные батолитовые				Сангиленский, ботогольский, белозиминский комплексы щелочных габброидов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, уртитов с карбонатитами
	P — Mz	Терехтинский, чуйский и другие диабазовые и лампрофировые (малые интрузии)				
	Mz — Kz			Диабазовый, базальтовый		Траппповый, кимберлитовый базальтовый



Фиг. 1. Схема размещения разновозрастного магматизма и эндогенного оруденения на территории Алтае-Саянской области

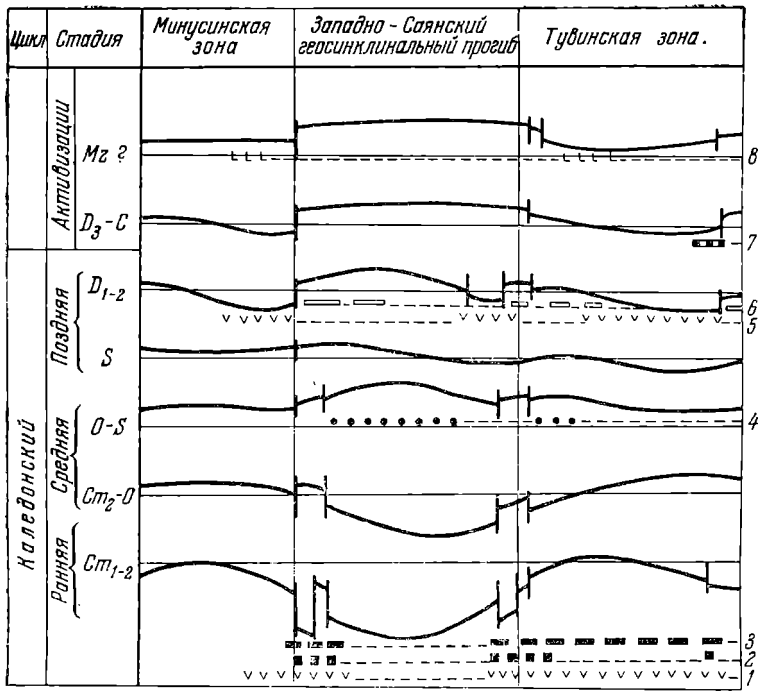
Площади развития магматизма и оруденения: *1* — протерозойского (байкальского) тектоно-магматического цикла, *2* — салаиро-каледонского цикла, *3* — герцинского цикла

На западе области, главным образом в Горном Алтае, в Салаирском кряже и частью в Горной Шории совмещаются производные магматизма и оруденения двух циклов — почти полного салаиро-каледонского с несколько редуцированными поздними стадиями (в связи с чем здесь практически почти отсутствуют характерные для поздних стадий каледонского цикла основные субщелочные и щелочные интрузии) и наложенного, также почти полного герцинского цикла, в котором несколько сокращены по объему ранние стадии развития.

Таким образом, приведенные материалы достаточно хорошо аргументируют вывод о том, что Алтае-Саянская складчатая область в указанных выше границах и соответствующая металлогеническая провинция полицикличны по своему типу.

Как известно, полицикличность развития многих складчатых областей сложного строения признают сейчас весьма многие исследователи. Менее ясен, спорен для многих другой вопрос: могут ли быть полицикличными отдельные составляющие этих складчатых областей, т. е. части последних или отдельные структурно-формационные зоны? Некоторые исследователи полагают, что последние не могут быть полицикличными и что в любой складчатой области, даже сложной по своему строению и состоящей из разновозрастных структурных зон, каждая из этих зон — обязательно производная одного цикла развития, в некоторых случаях растянутого во времени.

В соответствии с этим, как известно, имелись возражения против представлений автора о полицикличности развития Горного Алтая, и этот район, как и вся Алтае-Саянская область, рассматривался как производное одного каледонского цикла развития (Домарев, 1963; Никольская, 1965). Такая точка зрения безусловно ошибочна. Источником ошибки, по мнению автора, является неправильное понимание формационного типа девонских вулканогенно-осадочных толщ Горного Алтая, особенно в пределах Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны. При этом, по-видимому, не



Фиг. 2. Схема эволюции каледонской геосинклинали Западного Саяна, ее магматизма и металлогении

1 — зоны излияния спилито-диабазовых лав нижнего кембрия; *2* — зоны внедрения гипербазитов (хромиты, асбест); *3* — зоны внедрения таннуольского и маинского габбро-плагиогранитных комплексов и связанных с ними рудопроявлений железа, золота, меди и др.; *4* — зоны внедрения шапшальского и большепорожского гранитоидных комплексов с проявлениями вольфрам-молибденового оруденения; *5* — зоны излияния главным образом основных и в меньшей степени кислых лав нижнего девона; *6* — интрузии сютхольского (Тува) и джойского (Западный Саян) гранит-сиенитовых комплексов с проявлениями вольфрам-молибденового оруденения; *7* — габбро-сиениты торгалыкского и граносиениты улатайского комплексов Тувы; *8* — внедрения мезо-кайнозойских диабазов и базальтов

учитываются значительная (свыше 12 *км*) мощность и геосинклинальный тип формаций девона, включая и верхний отдел девона. Не учитываются последние находки морских фаменских и турнейских отложений в нескольких участках Ануйско-Чуйского синклинория. Между тем все эти данные привели не только автора, но и многих других исследователей к достаточно обоснованному выводу о том, что геосинклинальное развитие продолжалось на территории Горного Алтая, особенно явно — в Ануйско-Чуйской зоне, не только в салаиро-каледонском этапе, но и в среднем-верхнем палеозое, т. е. в герцинский цикл, и что Ануйско-Чуйская зона была геосинклинальным прогибом в герцинской геосинклинальной системе, во многом сходным с прогибом Рудного Алтая (Белостоцкий, 1960; Ю. А. Кузнецов, 1960; В. А. Кузнецов, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964 и др.).

Для того, чтобы более отчетливо показать существенные отличия в развитии складчатой системы Горного Алтая от каледонид восточных частей Алтае-Саянской области, приведем составленные нами по методу В. И. Смирнова графические схемы эволюции сравниваемых структур. На фиг. 2 приведена схема эволюции каледонской геосинклинали Западного Саяна и обрамляющих ее Минусинской и Тувинской зон. Как видно, в развитии этой геосинклинали выделяются три стадии полного каледон-

ского (салаиро-каледонского) цикла. Западный Саян является примером каледонской моноцикличной складчатой системы полного развития (В. И. Смирнов, 1963б). Прогибы в Минусинской и Тувинской зонах в позднем палеозое и в мезозое (в юре), а также относительно слабые проявления магматизма трещинного субплатформенного типа следует рассматривать не как производные второго цикла и не как поздние растянутые стадии каледонского этапа (как полагают некоторые исследователи). Скорее их следует считать проявлениями активизации древних каледонских структур, причем стадии активизации имеют временную и, по-видимому, определенную причинную связь со стадиями развития соседних герцинских геосинклинальных зон.

Как показано на фиг. 3, эволюция Горно-Алтайской геосинклинальной системы, тесно связанная, по крайней мере на позднем этапе, с эволюцией соседней герцинской Зайсанской геосинклинальной системы, существенно отличается от развития типичных каледонских складчатых структур. Горно-Алтайские структуры, т. е. Чарышско-Теректинская геоантиклинальная и Ануйско-Чуйская геосинклинальная зоны, пройдя полный цикл развития в салаиро-каледонский этап (с несколько сокращенными, редуцированными поздними стадиями последнего), прошли, кроме того, второй герцинский цикл геосинклинального развития в течение девона и позднего палеозоя, причем в этом цикле были несколько сокращены (из-за меньшей, чем обычно в эвгеосинклиналях, роли магм основного и ультраосновного состава) ранние стадии тектоно-магматического цикла.

Таким образом, Горный Алтай, по крайней мере в пределах Чарышско-Теректинской и Ануйско-Чуйской структурно-формационных зон, т. е. в пределах центральной и западной частей, является бицикличной (каледонско-герцинской) складчатой системой.

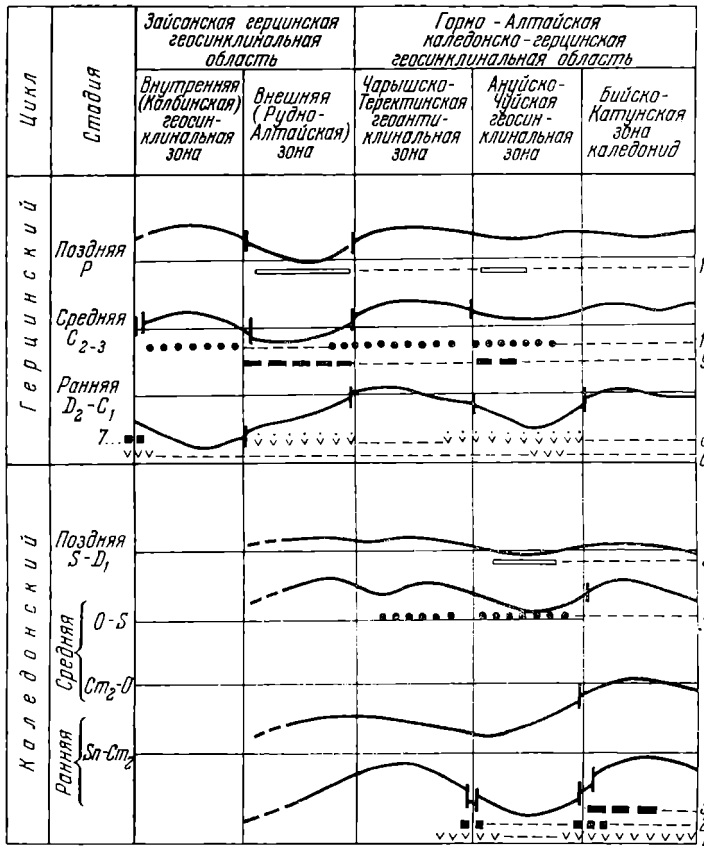
Следовательно, гетерогенная по своему строению Алтае-Саянская складчатая область характеризуется направленным полицикличным развитием. Составляющие ее структурно-формационные зоны, как правило, моноцикличные по типу, в отдельных случаях оказываются зонами длительного бицикличного и полицикличного развития. В связи с этим некоторые структурно-металлогенические зоны Алтае-Саянской провинции характеризуются наложением разновозрастных, сходных по формационному типу магматических комплексов и эндогенных рудных формаций.

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В Алтае-Саянской области известны эндогенные рудные месторождения различного возраста и генетического типа. При изучении закономерностей образования и размещения месторождений удобно разделение их на рудные формации.

Как известно, представления о рудных формациях появились довольно давно. Первоначально в качестве рудных формаций выделялись лишь определенные устойчивые минеральные ассоциации. В последующем и в настоящее время большинство авторов в качестве рудных формаций выделяют уже не минеральные ассоциации как таковые, а группы рудных месторождений, характеризующиеся сходными по составу, устойчивыми минеральными ассоциациями, образующиеся в близких геологических условиях. Понятие о рудных формациях, как видно, стало однозначным с понятием о формациях рудных месторождений.

Для разработки понятия о рудных формациях большое значение имели работы М. А. Усова (1933), С. С. Смирнова (1937), А. Г. Бетехтина (1945), И. Г. Магакьяна (1950), Е. А. Радкевич (1952), Е. Е. Захарова (1953), Ю. А. Билибина (1955), Ф. И. Вольфсона (1962) и др. В большинстве



Фиг. 3. Схема эволюции бицикличной Горно-Алтайской каледонско-герцинской геосинклинальной системы

Каледонский цикл: *1* — излияния спилит-диабазовых лав нижнего кембрия (рудопроявления железа марганца, меди); *2* — интрузии гипербазитов (хромиты, асбест, тальк); *3* — интрузии габбро-плагиогранитного лебедского комплекса (скарновые месторождения железа, золота); *4* — гранитные интрузии шапшальского комплекса (пегматиты, вольфрам-молибденовое оруденение); *5* — габброидные интрузии таджилинского и других комплексов, дайки диабазов (малые интрузии). *Герцинский цикл*: *6* — излияния основных и средних лав (девон); *7* — интрузии гипербазитов (в Зайсанской области); *8* — излияния существенно кислых лав (вулканогенно-осадочные месторождения железа) и внедрение девонских гранитоидов; *9* — интрузии гранитоидов яломанского, змеиногорского и других комплексов (железное, медное и полиметаллическое оруденение); *10* — интрузии слюдяных гранитов калбинского комплекса (редкометальные и вольфрам-молибденовые месторождения); *11* — малые интрузии теректинского и других комплексов (колчеданно-полиметаллические и другие месторождения)

работ понятие о рудных формациях рассматривалось применительно к задачам систематики рудных месторождений. В последние годы представление о рудных формациях успешно применялось в исследованиях по региональной металлогении (Твалчрелидзе, 1961; Иванкин и др., 1961).

Наиболее глубоко вопрос о металлогеническом значении рудных формаций был рассмотрен в недавних работах Д. И. Горжевского (1964), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965) и Р. М. Константинова (1965). Этот же вопрос был затронут в наших работах (В. А. Кузнецов, 1963, 1966). Кроме того, вопрос об эндогенных рудных формациях применительно к металлогеническому анализу территории Сибири и Дальнего Востока явился предметом обсуждения на специальном совещании в Новосибирске в 1964 г.

Такое внимание к этому вопросу не случайно. Следует согласиться с мнением о том, что применение понятия о рудных формациях имеет большое значение для металлогенического анализа. Именно они (рудные формации) определяют металлогенический профиль зон и поясов, т. е. совокупность характерных месторождений определенного состава и типа (Горжевский, 1964).

Главнейшие формации эндогенных рудных месторождений Алтае-Саянской области указаны в табл. 2. Рудные формации перечислены в приблизительно хронологическом порядке по тектоно-магматическим циклам и стадиям, или этапам. В большинстве случаев намечаются генетические или парагенетические связи рудных формаций с рудоносными магматическими формациями и соответствующими комплексами, хотя иногда вопрос об этих связях оказывается недостаточно разработанным. В этом отношении, по возможности, учитывались новейшие данные.

В пределах Алтае-Саянской области выделяются рудные формации трех циклов и соответствующих металлогенических эпох — байкальского, салаиро-каледонского и герцинского. Кроме того, имеются проявления наиболее древнего допротерозойского и раннепротерозойского оруденения, а также проявления наиболее позднего, вероятно послегерцинского ртутного оруденения (ртутной формации), которое мы связываем с явлениями послегерцинской активизации. Наибольшее значение для металлогении Алтае-Саянской области в целом имеют рудные формации каледонского (салаиро-каледонского) цикла.

В байкальском тектоно-магматическом цикле, областью проявления которого являются байкалиды Восточного Саяна и Тувы, наиболее характерны связанные с гранитными интрузиями формации слюдоносных и редкометальных пегматитов. Сходными оказываются и наиболее древние — архейские и раннепротерозойские рудопроявления. Следует указать на весьма типичную для байкалид формацию железистых кварцитов метаморфогенного типа. К ней относятся Мугурские месторождения в юго-восточной Туве, а также, по-видимому, месторождения Джебашской зоны в Западном Саяне. С гипербазитами Ильчирского комплекса Восточного Саяна, которые относятся к самому концу байкальского — началу салаиро-каледонского цикла, связывается гидротермальная формация хризотил-асбеста и известные проявления нефритовой минерализации.

Рудные формации салаиро-каледонского цикла отчетливо распадаются на три группы, отвечающие этапам или стадиям цикла. Производные ранней (салаирской) стадии особенно характерны для складчатых структур и структурно-формационных зон салаирского этапа стабилизации, т. е. для восточных и центральных районов области — Кузнецкого Алатау, Горной Шории, юго-запада Восточного Саяна, Восточно-Тувинского нагорья, Восточного Танну-Ола и северо-восточной части Горного Алтая.

Салаирская металлогеническая эпоха в Алтае-Саянской области отличалась довольно типично выраженным фемическим профилем, приближающимся по типу к уральскому. В это время на большей части территории области активно проявлялся базальтоидный магматизм, произошли внедрения гипербазитовых интрузий, а затем мощные габбро-плагиогранитные интрузии. В эту эпоху существовали условия, благоприятные для образования руд железа, меди, никеля, хрома, марганца, титана, золота, молибдена. В связи с вулканическими (спилит-диабазовой и др.) формациями раннего кембрия проявилось вулканогенно-осадочное оруденение — железа (северо-восточный Алтай) и самородной меди (Горная Шория, месторождение Тайметское).

С нижнекембрийскими вулканогенными толщами, по мнению некоторых исследователей, связываются месторождения колчеданной группы, в том

Таблица 2

Формации эндогенных рудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области

Тектоно-магматический цикл	Стадия (этап)	Рудоносные магматические формации (и комплексы)	Рудные формации	Типовые рудопроявления
Байкальский		Гранитные интрузии батолитового типа (онотский и дербинский комплексы)	Слюдоносные и редкометальные пегматиты	Восточный Саян
		Габброидные интрузии (бильчирский комплекс)	Титаномагнетитовая	Восточный Саян
			Железистые кварциты метаморфогенные	Эрзинские, Джебашские и другие
		Гранитные батолитовые интрузии (саянский и эрзинский комплексы)	Слюдяные пегматиты Редкометальные пегматиты	Восточный Саян Юго-Восточная Тува
		Гипербазиты (ильчирский ? комплекс)	Асбестовая гидротермальная, нефритовая	Восточный Саян
Салаиро-каледонский	Ранняя (салаирская)	Вулканогенная спилит-диабазовая и другие формации эвгеосинклинального типа	Железорудная вулканогенно-осадочная Самородной меди, колчеданно-полиметаллическая	Восточный Саян Горная Шория
		Гипербазитовая (актоврак-ский комплекс)	Хромитовая магматическая Асбестовая гидротермальная Тальковая гидротермальная	Салаир Тува, Актоврак Салаир, Кузнецкий Алатау
		Габбро-диорит-диабазовая (бюйский и субботинский комплексы малых интрузий)	Титаномагнетитовая магматическая Кварц-золоторудная гидротермальная	Кузнецкий Алатау
		Габбро-пироксенит-дунитовая (лысанский, лысогорский комплексы)	Титаномагнетитовая магматическая Медно-никелевая магматическая	Восточный Саян Западный Саян
		Габбро-плагиогранитная (таннуольский, ольховский, мартайгинский комплексы)	Магнетитовая скарновая и магнетитовая гидросиликатная Золото-сульфидная скарновая Кварц-золоторудная	Горная Шория, Восточный Саян, Тува Восточный Саян, Кузнецкий Алатау Мартайга
		Габбро-сиенитовая (кондомский комплекс)	Магнетитовая скарновая	Кондомский район, Горная Шория
		Плагиогранитная (Маинская интрузия)	Медноколчеданная гидротермальная	Западный Саян
	Средняя	Гранитная и граносиенитовая (улень-туимский и другие комплексы Кузнецкого Алатау)	Медно-молибден-вольфрамовая скарновая Кварц-золоторудная гидротермальная	Улень-Туимский район, Кузнецкий Алатау
		Гранитная батолитовая (шапшальский комплекс Тувы, Восточного Алтая; большепорожский — Западного Саяна)	Редкометальная пегматитовая Кварц-молибденитовая грейзеновая	Восточный Саян Западный Саян

Таблица 2 (продолжение)

Тектономагматический цикл	Стадия (этап)	Рудоносные магматические формации (и комплексы)	Рудные формации	Типовые рудопроявления
Салаиро-каледонский	Поздняя	Гранит-порфировая (сорский комплекс)	Медно-молибденовая гидротермальная штокверковая	Кузнецкий Алатау
		Гранит-граносиенитовая (сютхольский комплекс Тувы, джойский — Западного Саяна)	Кварцево-вольфрамитовая и молибденитовая гидротермальная	Тува
		Габбро-сиенитовая (патынский комплекс)	Титаномагнетитовая магматическая	Горная Шория
		Формации щелочных и нефелиновых сиенитов (горячегорский, сайбарский, сангиленский комплексы)	Нефелиновая магматическая Редкометальные магматическая и карбонатитовая	Кузнецкий Алатау Тува
		Габбро-сиенитовая (торгалыкский комплекс малых интрузий Тувы)	Магнетит-гематитовая скарновая Фторо-редкометально-железорудная, гидротермальная Медно-мышьяково-кобальтовая гидротермальная	Тува
		Диорит-диабазовая (комплекс малых интрузий Салаирского кряжа)	Кварцево-золоторудная гидротермальная	Салаир
		?	Колчеданно-полиметаллическая гидротермальная	Салаир
		?	Свинцово-цинковая телетермальная в карбонатных толщах	Минусинская котловина
Герцинский	Ранняя	Вулканогенная кварц-кератофировая (куратинский комплекс Горного Алтая)	Гематитовая вулканогенно-осадочная Баритово-полиметаллическая	Калгутинское и др. ?
		Гранитная (девонские или тельбесские гранитные интрузии Алтая)	Магнетитовая скарновая Гематитовая гидротермальная	Горный Алтай
		Габбро-диабазовая (чарышский комплекс малых интрузий)	Магнетитовая скарновая Мышьяково-кобальтовая скарновая	Инское Владимирское
	Средняя	Сложные гранитоидные формации (яломанский и другие комплексы Алтая)	Скарновая полиметаллическая Редкометально-полиметаллическая	Горный Алтай
		Гранитная батолитовая (калбинский, белокурихинский, юстыдский комплексы)	Редкометальная пегматитовая Редкометально-вольфрамитовая скарновая Кварц-молибден-вольфрамовая гидротермальная Сульфидно-шеелитовая штокверковая	Тигирецкое Белорецкое Горный Алтай Урзарсайское

Таблица 2 (окончание)

Тектономагматический цикл	Стадия (этап)	Рудоносные магматические формации (и комплексы)	Рудные формации	Типовые рудопроявления
Герцинский	Поздняя	Диабазовая и лампрофировая (теректинский и чуйский комплексы малых интрузий)	Медно-свинцово-цинковая гидротермальная	Урсульское
			Медно-кобальтовая гидротермальная	Чуйское
			Барит-полиметаллическая гидротермальная	Кызыл-Чинское
			Флюоритовая гидротермальная	Каинчинское
		—	Ртутная гидротермальная	Акташское

числе Кызылташтыгское в Туве, Маинское в Западном Саяне, а также Салаирское в Салаирском кряже. Однако, по другим данным (Лабазин, 1940; Дистанов, 1963 и др.), оруденение в этих случаях более позднее и связывается с проявлениями основного послескладчатого магматизма в зонах региональных разломов глубинного заложения. В связи с субвулканическими основными интрузиями габбро-диорит-диабазовой формации имеются проявления титаномагнетитовой и кварц-золоторудной минерализации. Почти повсеместно во многих районах Алтае-Саянской области проявившаяся раннекембрийская гипербазитовая интрузивная формация сопровождается хромитовым оруденением (Южный Салаир, Кузнецкий Алатау), месторождениями силикатных никелевых руд в коре выветривания по гипербазитам (Южный Салаир), появлением платиноидов в россыпях, а также месторождениями хризотил-асбеста (Актовракское в Туве) и талька (Кузнецкий Алатау, Салаир).

В ряде районов области наряду с гипербазитовой установлена габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная формация, обнаруживающая сходство с уральской и тоже рудоносная. С ней связываются месторождения титаномагнетитовой формации (Лысанское и др.) и проявления сульфидной магматической медно-никелевой формации (Западный Саян).

В связи с соскладчатыми габбро-плагиогранитными и габбро-сиенитовыми интрузиями (таннуольский комплекс Тувы, мартайгинский — Кузнецкого Алатау, кондомский — Горной Шории и др.) появились многочисленные железорудные месторождения магнетитовой скарновой и гидросиликатной рудных формаций. С теми же интрузиями связаны золоторудные месторождения различных формационных типов, в том числе золото-сульфидной скарновой формации (Ольховское, Синюшинское и др.), а также кварц-золоторудной малосульфидной формации (Центральное, Берикульское и другие месторождения в Кузнецком Алатау).

Средняя стадия салаиро-каледонского цикла характеризовалась мощными гранитными интрузиями батолитового типа во флишевых геосинклинальных прогибах Западного Саяна и Горного Алтая, с которыми связана редкометальная пегматитовая формация (Восточный Алтай) и проявления грейзеновой кварц-молибденитовой формации в Западном Саяне. В зонах ранней салаирской консолидации (Кузнецкий Алатау, Горная Шория) одновременно проявились гранитные и граносиенитовые интрузивные формации (улень-туимский, тигер-тышский и другие комплексы), с которыми связываются многочисленные месторождения медно-молибденовых и шеелитовых руд скарнового типа, известные на восточном склоне Кузнецкого Алатау. С ними же связываются кварц-золоторудные гидротермальные

месторождения. Как видно, металлогения средней (таконской) стадии цикла существенно отличается от предыдущей и имеет в целом сиалический профиль.

К поздней стадии того же цикла, видимо, следует отнести довольно разнообразные по составу рудопроявления, связанные с девонскими, в том числе — эрийскими, гранитоидными и щелочными интрузиями постскладчатого типа, развитыми главным образом в зонах раннекаледонской консолидации — Кузнецком Алатау и Туве. Вероятно, к поздней стадии каледонского цикла следует отнести рудоносные гранит-порфировые гипабиссальные интрузии Сорского района, с которыми связано оруденение характерной медно-молибденовой формации. С эрийскими гранит-граносиенитовыми интрузиями сютхольского комплекса Тувы связывается оруденение кварц-вольфрамовой и кварц-молибденовой жильной формации. Сюда же, по-видимому, относятся габброидные и габбро-сиенитовые интрузии Кузнецкого Алатау (патынский комплекс), сопровождающиеся титаномагнетитовым оруденением, хотя не исключен и более древний возраст этих интрузий. Особенно характерны для поздних стадий каледонского цикла формации щелочных и нефелиновых сиенитов горячегорского комплекса Кузнецкого Алатау, сайбарского — Минусинской котловины и сангиленского комплекса в байкалидах Тувы. К этим интрузиям приурочены месторождения нефелина, магматические месторождения редких элементов и своеобразные месторождения карбонатитов.

Условно с теми же поздними стадиями каледонского цикла можно связывать еще более позднюю, вероятно позднедевонскую или нижнекаменноугольную, габброидную интрузию типа посторогенных малых интрузий, которую относят к торгалыкскому габбро-сиенитовому комплексу Тувы. С нею связывается довольно сложный комплекс рудопроявлений, относящихся к магнетит-гематитовой скарновой формации, к весьма своеобразной фтор-железорудной (флюорит-сидеритовой) гидротермальной рудной формации, а также к медно-мышьяково-кобальтовой гидротермальной формации. Впрочем, как уже отмечалось, возможно более правильным было бы связывать интрузию торгалыкского комплекса и связанные с нею рудопроявления не с каледонским циклом, а с процессами активизации каледонских структур во время и в связи с развитием последующего герцинского тектоно-магматического цикла, шире проявившегося в западных районах Алтае-Саянской области.

В Алтае-Саянской области имеются рудные формации, положение которых в общей схеме развития магматизма и оруденения, геологический возраст и связь с конкретными магматическими комплексами остаются неопределенными.

К ним относятся кварц-золоторудная (с турмалином и шеелитом) формация Салаирского кряжа, которая связывается с диорит-диабазовой интрузивной формацией. Последняя относится к малым посторогенным интрузиям (Булынников, 1960, 1962), вероятно производным последних стадий каледонского цикла.

Спорным остается положение группы колчеданных и свинцово-цинковых месторождений Салаирского кряжа, принадлежащих к колчеданно-полиметаллической рудной формации. В свое время развивались представления о связи этих месторождений с раннекембрийским вулканизмом (Усов, 1933; Дербиков, 1937; Поспелов, 1955 и др.). Другие исследователи приходили к выводу о герцинском возрасте колчеданного оруденения Салаира и связывали его с невскрытыми на поверхности герцинскими гранитными интрузиями (Лабазин, 1940). В последующем вывод о позднекаледонском или раннегерцинском (девонском) возрасте Салаирских месторождений и об отсутствии их связи с кембрийским вулканизмом был

подтвержден детальными исследованиями, в частности с применением радиологических методов. В настоящее время наиболее обоснован вывод о том, что Салаирские колчеданные месторождения представляют собой постскладчатые гидротермальные образования, наложенные на вулканогенный кембрийский комплекс в верхнепалеозойское время. Формирование их находится в тесной связи с историей герцинского тектонического развития зоны разломов глубокого заложения вдоль сочленения структур Салаира и Кузбасса, контролирующих региональное размещение месторождений (Дистанов, 1963; Дистанов и др., 1964).

Одной из рудных формаций, геологический возраст и генетическая связь которой с магматическими образованиями неясны, является телетермальная по типу формация свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах, известная главным образом по окраинам Минусинской котловины, в Горной Шории и Восточном Саяне.

Рудные месторождения, которые более уверенно относятся к герцинскому тектоно-магматическому циклу и соответствующей металлогенической эпохе, размещаются в западной части Алтае-Саянской области среди каледонских структур, испытавших переработку в геосинклинальных условиях в герцинском цикле развития. Среди них выделяются довольно характерные производные ранней доскладчатой стадии герцинского цикла. К ним прежде всего относятся железорудные месторождения типа пластовых магнетит-гематитовых руд Горного Алтая, тесно связанные с вулканогенной кварц-кератофировой формацией. Эти месторождения (Калгутинское, Коргонское и др.) относятся к типу Лан-Дилль и выделяются в качестве гематитовой вулканогенно-осадочной (эксгаляционно-осадочной) рудной формации. С девонскими вулканогенными комплексами и тесно связанными с ними субвулканическими гранитоидными интрузиями связываются не только железорудные месторождения, но и рудопроявления другого состава, в частности свинцово-цинковые. Наиболее явно это выражено в Уйменской зоне Горного Алтая, где с близповерхностными гранитными интрузиями девонского возраста устанавливается связь жильного галенит-баритового, сульфидно-флюоритового оруденения, а также вкрапленного медно-молибденового оруденения (Домарев, Высокоостровская, 1959).

С гипабиссальными гранитными интрузиями девонского возраста некоторые исследователи связывают железорудные месторождения скарновой магнетитовой формации (Попов и др., 1962). Очень возможен девонский возраст титаномагнетитовых магматических руд, связанных с Харловским габбровым массивом в северо-западной части Горного Алтая.

Раннегерцинский, девонский магматизм и оруденение в Горном Алтае оказываются довольно сложными и многообразными. По данным В. А. Вахрушева (Вахрушев, Соболев, 1961; Вахрушев, 1965), ряд железорудных месторождений скарновой магнетитовой формации в западной части Горного Алтая, в том числе Белорецкое и Инское, связывается с интрузиями основного состава (производными чарышского габбро-диабазового комплекса), которые явно предшествовали внедрению гранитоидных интрузий — аналогов змеиногорского и калбинского комплексов.

С тем же чарышским комплексом малых основных интрузий мы связываем месторождения скарновой мышьяково-кобальтовой рудной формации.

В восточной части Горного Алтая с предположительно позднедевонской или даже позднегерцинской Тускульской интрузией субщелочных гранитоидов связан мощный щелочной метасоматоз и проявления вкрапленного сульфидного оруденения (Митропольский, 1965), а с установленными в самое последнее время габбро-сиенитовыми малыми интрузиями Северо-Чуйского хребта, возможными аналогами торгалыкского позднедевонского

комплекса Тувы, связывается оруденение карбонатитового типа, ранее совершенно неизвестное в западных районах Алтае-Саянской области.

Как видно, металлогения ранних стадий герцинского цикла оказывается чрезвычайно сложной и в целом отличается фемическим профилем.

Совершенно иной представляется металлогения средних стадий герцинского цикла.

К этой стадии относятся производные гранитоидного магматизма. В связи с гранитоидными комплексами (яломанским в Центральном Алтае и его аналогами в Северо-Западном Алтае) формируются редкометально-полиметаллические рудопроявления гидротермального типа, а также проявления скарновой полиметаллической формации. Однако наиболее характерны для этой стадии проявления редкометального и вольфрам-молибденового оруденения, связанного с позднегерцинскими гранитными комплексами — аналогами калбинского комплекса, широко известного в соседней Зайсанской складчатой области. Они образуют родственный ряд рудных формаций: редкометальную пегматитовую, редкометально-вольфрамовую скарновую, кварц-молибден-вольфрамовую гидротермальную и др. Месторождения этих рудных формаций (Калгутинское, Коккульское, Мульчихинское и др.) образуют вольфрам-молибденовый пояс Горного Алтая и в известной мере определяют металлогеническую специализацию этого района (Нехорошев, 1958).

Позднепалеозойский (герцинский) возраст рудоносных гранитных интрузий Горного Алтая достаточно твердо устанавливается как геологическими данными, в том числе фактами внедрения гранитов в уже дислоцированные позднедевонские толщи, так и определениями абсолютного возраста (В. А. Кузнецов и др., 1964; Волочкович, Леонтьев, 1964).

Необходимо отметить особенность металлогении герцинских гранитных интрузий Горного Алтая. Хотя эти интрузии сопоставляются с интрузиями калбинского комплекса Зайсанской складчатой системы, относятся к той же интрузивной формации и близки с ними по возрасту, они все же несколько отличаются по металлогенической специализации. Как известно, граниты калбинского комплекса сопровождаются оловянно-вольфрамовым оруденением, аналоги этого же комплекса в Горном Алтае, как уже отмечено, характеризуются вольфрам-молибденовым оруденением. Вместе с тем магматизм и оруденение этого этапа, имеющие совершенно определенный сиалический профиль, весьма характерны именно для средних стадий тектоно-магматического цикла.

В Горном Алтае выделяется группа месторождений и рудопроявлений довольно сложного состава, которую можно считать производным поздней стадии герцинского цикла. Для этих рудопроявлений намечаются парагенетические связи с малыми послескладчатыми интрузиями основной магмы, принадлежащими к диабаз-лампрофировой формации (теректинский и чуйский комплексы). В эту группу входят месторождения медно-свинцово-цинковой формации, сходные по типу с месторождениями Рудного Алтая. Сюда же относятся проявления медно-кобальтового оруденения Южно-Чуйского хребта, обнаруживающие некоторое сходство с медистыми песчаниками, но здесь явно связанные с зонами позднепалеозойских разломов. К этой группе мы относим барит-полиметаллические и серебро-свинцовые рудопроявления гидротермального типа, также связанные с разломами, испытавшими подновления в герцинское время (Кызылчин, Тюте). Вероятно, к этой же группе относятся и кварц-флюоритовые месторождения Северного Алтая.

Наиболее поздние в каледонидах Горного Алтая, испытавшие герцинскую переработку в геосинклинальных условиях,— проявления сурьмяно-ртутного и ртутного оруденения, выделяемые нами в ртутную (киновар-

ную) рудную формацию. Она связывается нами с позднегерцинскими или даже послегерцинскими (мезозойскими) подновлениями глубоких рудогенерирующих очагов вдоль зон глубинных разломов. Намечаются некоторые далекие парагенетические связи рудопроявлений ртутной формации с рудопроявлениями барит-свинцовой серебросодержащей и флюоритовой рудных формаций. Как известно, ртутное оруденение проявилось довольно широко во многих районах Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Салаир, Тува, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян). Во всех районах оно однотипно, принадлежит к одной рудной формации и, по нашему мнению, близко по возрасту — позднегерцинское или даже мезозойское (Кузнецов, 1958, 1963). Совершенно аналогичное ртутное оруденение проявилось в Колывань-Томской зоне и особенно в Калбинской зоне герцинской Зайсанской геосинклинальной системы (Чарская рудная зона).

Таким образом, ртутную формацию можно рассматривать или как производное самых поздних стадий герцинского тектоно-магматического цикла, или как результат более поздней, мезозойской, активизации складчатых структур области. В этом случае она может быть в какой-то степени связанной с процессами мезозойской активизации древних складчатых структур соседнего Забайкалья, где известны связанные с этапом активизации эпитермальные ртутные, флюоритовые и золоторудные месторождения мелового возраста. Ртутное оруденение восточных районов Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Тува, особенно Восточный Саян) несомненно является наложенным и также должно связываться с процессами и стадиями позднегерцинской или мезозойской активизации каледонских и байкальских складчатых структур этих районов. Отнесение ртутного оруденения Восточного Саяна и Тувы к производным поздних этапов каледонского цикла, как полагали некоторые исследователи (Додин, 1961), следует считать ошибочным вследствие того, что в свое время явно недоучитывалось значение процессов наложения более позднего оруденения на ранее стабилизированные складчатые сооружения.

О ПРОЦЕССАХ АКТИВИЗАЦИИ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ

Явления структурной перестройки древних платформ и складчатых сооружений и связанные с ними процессы активизации магматизма и эндогенного оруденения привлекают в последнее время внимание многих исследователей и, как выясняется, имеют большое значение для металлогении. Исследования А. Д. Щеглова показали, что для металлогении Западного Забайкалья имеют весьма большое значение явления раннемезозойской, а также позднемезозойской (меловой) активизации древних каледонских и протерозойских (байкальских) складчатых структур, причем именно с этими процессами связано образование довольно обширной группы эпитермальных месторождений, принадлежащих к флюоритовой, ртутной, своеобразной ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, а также золоторудной формациям. При этом обосновывается вывод о том, что активизация представляет собой вполне самостоятельный процесс, не связанный с развитием одновозрастной геосинклинальной системы. По всей вероятности, процессы активизации, которые наиболее отчетливо проявлялись на поздних этапах развития, происходили и на более ранних этапах, т. е. позднепалеозойские магматические образования и связанные с ними рудопроявления, наложенные на более древние каледонские и байкальские складчатые структуры, также можно рассматривать как производные процессов активизации. Это положение высказывается автором в предварительном виде и требует дальнейшей разработки.

Не вызывает сомнений отнесение к явлениям активизации излияний **кайнозойских базальтовых лав.** Как известно, вулканическая активность в третичное и четвертичное время широко проявилась в Забайкалье и Монголии, а также в восточных районах Алтае-Саянской области (на востоке Тувы и в Восточном Саяне).

Также не вызывает сомнения отнесение к производным активизации мезозойских излияний базальтовых лав, связанных с подновлением глубинных разломов, известных в Кузнецкой котловине, в Горной Шории (в Верхнекондомском грабене), в Минусинской котловине (дайки и некки оливиновых базальтов) и в Туве (дайки диабазов в Чаданском поле юрских отложений). Бесспорно с теми же процессами активизации связаны дайки алмазоносных слюдяных кимберлитов в Восточном Саяне (Печерский, 1965). Все эти производные платформенного магматизма, видимо, не имеют никакой связи с развитием геосинклинальных областей.

Уже приводились соображения в пользу того, что с процессами мезозойской или позднегерцинской активизации, вероятнее всего, связывается сурьмяно-ртутное оруденение, известное в ряде районов Алтае-Саянской рудной провинции, в том числе в каледонидах Тувы и байкалидах Восточного Саяна. По-видимому, может быть поставлен вопрос о том, не следует ли связывать с процессами активизации (вероятно, позднегерцинской) оруденение, близкое по возрасту к ртутному и относимое нами к серебро-свинцовой, медно-никель-кобальтовой и флюоритовой рудным формациям, которое обнаруживает удаленные парагенетические связи с посторогенными малыми интрузиями диабаз-лампрофировых комплексов, контролируемых зонами глубинных разломов?

Возможно, что к производным герцинской активизации древних байкальских складчатых структур и окраины Сибирской платформы следует относить и известный белозиминский комплекс щелочных базитов и ультрабазитов, сопровождающийся оруденением карбонатитового типа. В пользу этого свидетельствует типичный платформенный характер комплекса. Однако многие исследователи считают белозиминский комплекс девонским и связывают его с поздними стадиями каледонского цикла. Видимо, этот вопрос нуждается в изучении.

Также может быть поставлен вопрос относительно сангиленского комплекса щелочных нефелиновых сиенитов и уртитов юго-востока Тувы и ботогольского комплекса в Восточном Саяне. Известно, что, по данным определений абсолютного возраста пород, некоторые производные сангиленского комплекса относятся к мезозою. Сейчас появились сведения о мезозойском возрасте нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса (Митрофанов, Кольцова, 1965). Как видно, связывать эти комплексы и соответствующее эндогенное оруденение с поздними этапами каледонского цикла нет никаких оснований.

Вероятно, процессы активизации были неоднократными и многообразными по форме проявления. Так, поставлен вопрос о разновозрастных процессах омоложения в докембрийских толщах Восточного Саяна (Никитина и др., 1964). Намечается региональное позднепалеозойское (вероятно, герцинское) омоложение пород в зоне Главного Саянского (Саяно-Байкальского) глубинного разлома. Подобные явления, т. е. герцинское омоложение древних докембрийских метаморфических пород, устанавливаются радиологическими методами в других районах, в частности в Томском массиве, Кузнецком Алатау и в Прителецком районе Горного Алтая, в зонах региональных глубинных разломов.

Можно думать, что ряд других интрузивных комплексов и связанных с ними рудных формаций также являются производными процессов активизации. Уже упоминалось, что таким может быть торгалыкский габбро-

сиенитовый комплекс Тувы, с которым предположительно парагенетически связывается ряд своеобразных рудных формаций, в том числе формация барит-флюорит-сидеритовых руд, сходных с карбонатитами, а также медно-мышьяково-кобальтовых руд. Этот комплекс малых посторогенных интрузий некоторые исследователи Тувы относят к девонским и связывают с поздними этапами каледонского цикла. Однако возраст комплекса определяется как конец девона — начало карбона (350—360 млн. лет), причем кислые производные этого комплекса (Нижнеулатайская интрузия в Западном Танну-Ола) прорывают отложения верхнего девона, размещаясь вдоль герцинских разломов. Это свидетельствует о герцинском возрасте торгалыкского интрузивного комплекса.

Интересно, что в западной части Алтае-Саянской области, испытавшей геосинклинальное развитие не только в каледонском, но и в герцинском цикле, а именно — в Горном Алтае, выделяется во многом сходный с описанным так называемый чарышский комплекс (см. табл. 1). Этот комплекс, как и торгалыкский, относится к малым интрузиям, производным основной базальтовой магмы. Сходны не только состав, геологический возраст, но и металлогеническая характеристика обоих комплексов (скарновые магнетитовые руды, мышьяково-кобальтовое оруденение). Чарышский комплекс, размещающийся в каледонско-герцинской геосинклинальной зоне, является производным ранних доскладчатых стадий герцинского цикла и предшествует внедрению гранитных батолитовых интрузий средних стадий этого цикла. Одновозрастный торгалыкский комплекс, размещаясь в уже стабилизированных каледонидах, оказывается посторогенным, причем его, по-видимому, можно рассматривать как производное герцинской активизации каледонид.

Известно, что гранитные интрузии, принадлежащие к производным средних стадий герцинского цикла и считающиеся аналогами калбинского гранитного комплекса, в ряде случаев размещаются вне зоны герцинской и каледонско-герцинской складчатости, в пределах каледонид, составляющих как бы раму герцинской геосинклинальной области,— Атуркольский, Турачакский и другие массивы Восточного Алтая, Мустагский гранитный массив в Горной Шории и ряд других. Подобные случаи размещения гранитных интрузий за рамками соответствующей по возрасту геосинклинальной системы известны довольно широко. В связи с этим нередки наложения однотипного, но разновозрастного эндогенного оруденения. В этом также можно видеть одну из форм активизации ранее стабилизированных складчатых структур, причем в этих случаях, в отличие от некоторых приведенных выше, активизация явно связывается с развитием соседней геосинклинальной системы.

О ТИПЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Этот вопрос весьма сложен и применительно к Алтае-Саянской области недостаточно разработан. Поэтому остановимся лишь на некоторых его сторонах.

Металлогеническая специализация рудных провинций в складчатых областях определяется особенностью глубинного строения и типом земной коры, служившей ложем данной геосинклинальной и складчатой области, а также особенностями геологического развития последней. Отражением тех и других особенностей являются ряды геологических, магматических и рудных формаций.

Как показано выше, магматизм и эндогенная металлогения Алтае-Саянской области обладают многими специфическими особенностями, сущест-

венно отличающими ее от ряда других областей. По А. И. Семенову (1963), Алтае-Саянская металлогеническая провинция относится к особому Казахстано-Алтае-Саянскому типу провинций, одной из особенностей которого является то, что в период активного геосинклинального развития на территории области преобладала земная кора океанического типа с относительно маломощным и прерывистым сиалическим слоем. Этим определяются многие особенности магматизма и металлогении областей этого типа, в частности — Алтае-Саянской. С общей характеристикой области, по А. И. Семенову, можно согласиться с той, однако, оговоркой, что эта характеристика относится, в сущности, только к собственно-каледонским складчатым зонам центральных районов Алтае-Саянской области и не относится ни к зоне протерозойской складчатости (байкалидам востока области), ни к каледонско-герцинским зонам западной части области (Горному Алтаю и Салаиру). Для характеристики Алтае-Саянской области в принимаемых нами границах нужны некоторые дополнения, правда не столь значительные, поскольку каледонская (салаиро-каледонская) металлогения в общем профилирует металлогению области в целом.

Можно согласиться и с положением о том, что многие специфические особенности металлогении Алтае-Саянской области определяются тем, что ложем соответствующей геосинклинальной области в раннем палеозое была земная кора океанического типа, которая в процессе развития геосинклинали была преобразована в кору континентального типа с мощной сиалической оболочкой. Это положение согласуется с нашими выводами, к которым мы пришли, изучая гипербазитовые интрузивные комплексы и серпентинитовые пояса Алтае-Саянской области (Пинус и др., 1958).

Алтае-Саянскую провинцию в целом можно отнести к сиалическо-фемическому типу металлогенических провинций.

Для провинции в целом наиболее характерна ассоциация месторождений железа, золота, свинца, цинка, молибдена, алюминия, ртути.

Менее характерны для провинции в целом, хотя и весьма важны для металлогении ее отдельных частей, месторождения титана, кобальта, никеля, хрома, меди, вольфрама, фтора. Не характерны для области месторождения олова.

В соответствии с особенностями размещения в Алтае-Саянской области ее составных элементов разных порядков, складчатых систем различных циклов и стадий консолидации, а также в зависимости от особенностей геологического развития этих составных элементов, последние приобрели различную геохимическую и металлогеническую специализацию.

Складчатая система байкалид в пределах Алтае-Саянской области отличается в целом сиалическим профилем. Для нее характерны редкометальные и слюдяные месторождения пегматитового типа, а также метаморфические железорудные месторождения. Однако ее металлогеническая характеристика осложняется наложенной минерализацией, связанной с этапами палеозойской и мезозойской активизации байкалид. С последней связываются железорудные, золоторудные, молибденовые, свинцово-цинковые, карбонатитовые и ртутные месторождения и рудопроявления.

Складчатые структуры раннекаледонской или салаирской стадии консолидации (салаириды), занимающие обширные территории в восточной и отчасти западной частях Алтае-Саянской области, отличаются весьма близким к уральскому фемическим профилем эндогенной минерализации. Для салаирид особенно характерны связанные с гипербазитовыми интрузиями месторождения хризотил-асбеста, талька, хромитов и силикатных никелевых руд (в коре выветривания на серпентинитах). Весьма характерны также месторождения железных руд различных формацион-

ных типов: титаномагнетитовые магматические месторождения, связанные с габброидными интрузиями, месторождения магнетитовых руд скарнового и гидросиликатного типов, золоторудные месторождения скарновой и гидротермальной жильной формаций. Кроме того, здесь известны месторождения медно-молибденовой, медно-колчеданной, колчеданно-полиметаллической формаций. С активизацией салаирид связываются наложенные месторождения скарновых магнетитовых руд, мышьяково-кобальтовой формации, своеобразной барит-флюорит-сидеритовой) формации, алюминиевых руд (нефелина), ртутной формации и др.

Складчатые структуры собственно каледонской (таконской) стадии консолидации, или *каледониды* Западного Саяна и восточной части Горного Алтая, можно охарактеризовать как зоны эндогенной минерализации *фемическо-сиалического* профиля. От салаирских зон они отличаются тем, что в них наряду с перечисленными выше рудными формациями, характерными для салаирид, шире проявился гранитный магматизм и связанные с ним пегматитовая редкометальная и гидротермальная вольфрам-молибденовая рудные формации.

Складчатые структуры *каледонско-герцинской* консолидации, т. е. структуры длительного и, как мы считаем, бициклического развития (Горный Алтай, Салаирский кряж), отличаются сложной минерализацией также в общем *фемическо-сиалического* профиля. В них развиты связанные с древними салаирскими гипербазитовыми интрузиями месторождения хромитов, силикатных никелевых руд (Южный Салаир), талька, асбеста. Слабее развиты каледонские золоторудные месторождения, известные колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского кряжа, проявления вольфрам-молибденовой формации в связи с каледонскими гранитоидами Горного Алтая и др. Особенно характерна для структурно-формационных зон каледонско-герцинского этапа наложенная герцинская минерализация. Как было указано, здесь известны железорудные месторождения вулканогенно-осадочной гематитовой формации, скарновые магнетитовые месторождения, титаномагнетитовые магматические месторождения (Харловское), месторождения мышьяково-кобальтовой формации и ряд формаций свинцово-цинковых руд (скарновая полиметаллическая, редкометально-полиметаллическая и др.). Однако наиболее характерны месторождения скарновой редкометальной, пегматитовой редкометальной и гидротермальной вольфрам-молибденовой рудных формаций, связанных с герцинскими интрузиями Горного Алтая. Здесь еще более интенсивно, чем в других районах, проявилась ртутная рудная формация.

Как было отмечено, для Алтае-Саянской рудной провинции типичны месторождения железа, титана, золота, свинца, цинка, молибдена, алюминия, ртути. Из них *типоморфными* для провинции металлами, т. е. наиболее широко распространенными и обладающими значительной концентрацией в месторождениях (В. И. Смирнов, 1963б), следует считать железо и золото.

Как уже отмечалось (см. табл. 2), здесь имела место неоднократная *повторяемость* образования месторождений этих металлов от более древних к более молодым эпохам рудообразования. Крупные месторождения метаморфогенных железистых кварцитов известны в протерозойских толщах (Мугурское, Джебашское и др.), вулканогенно-осадочные концентрации железа — в нижнекембрийских отложениях. Магматические месторождения титаномагнетита связываются с раннекембрийскими габброидными интрузиями. Крупные скарновые и гидросиликатные месторождения магнетита приурочены к габбро-плагиогранитным и габбро-сиенитовым комплексам раннекаледонской (салаирской) и собственно-каледонской (таконской) эпох. В герцинском цикле вновь появляются вулканогенно-

осадочные месторождения гематита (Горный Алтай), скарновые магнетитовые месторождения (Ипское и Белорецкое в Горном Алтае), а также контактово-метасоматические магнетит-гематитовые и своеобразные гидротермальные барит-флюорит-сидеритовые месторождения, связанные с герцинской активизацией каледонид (Тува).

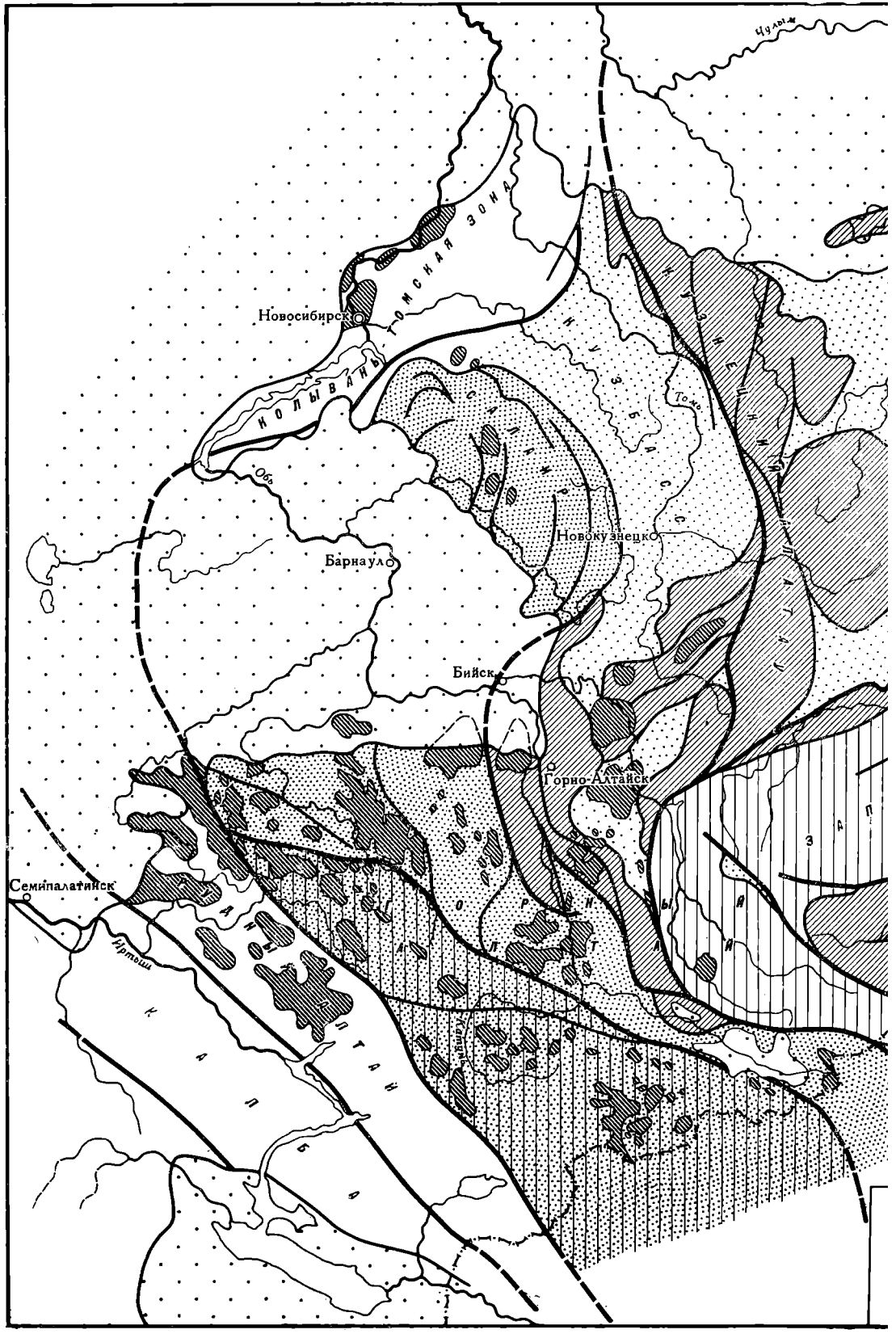
Также разновозрастными оказываются месторождения золота. Золоторудные месторождения связаны с раннекембрийскими малыми габброидными интрузиями. Золоторудные месторождения скарнового и гидротермального формационных типов известны в связи с салаирскими, или раннекаледонскими габбро-плагиогранитными интрузивными комплексами (таннуольским, ольховским, мартайгинским). Кроме того, кварц-золоторудные месторождения формируются в таконскую стадию каледонского цикла в связи с гранитоидными интрузиями. Затем известны кварц-золоторудные месторождения (с шеелитом) в связи с позднекаледонскими малыми диорит-диабазовыми интрузиями Салаира. Золотооруденение проявляется и в герцинском цикле (золотосодержащая колчеданно-полиметаллическая формация).

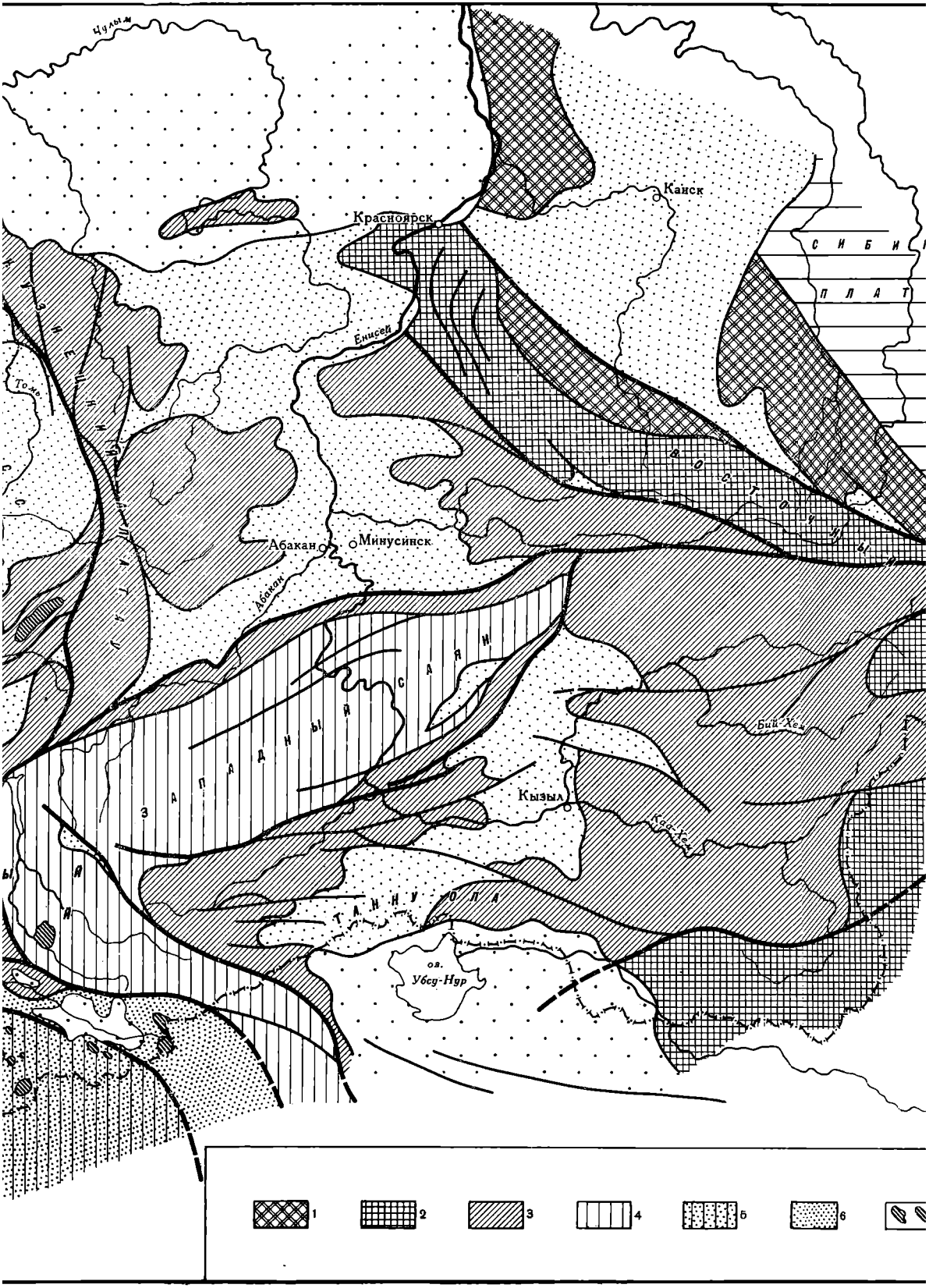
Известны также разновозрастные месторождения колчеданных и свинцово-цинковых руд. Подобная повторяемость месторождений одних и тех же металлов, т. е. проявление определенной унаследованности, наблюдается во многих металлогенических провинциях. В. И. Смирнов (1963а) показал, что повторяемость металлического состава эндогенных месторождений в большинстве случаев нельзя ставить в зависимость от переотложения рудного вещества древних месторождений в процессе формирования последующих молодых месторождений. Такой же вывод может быть сделан и для Алтае-Саянской провинции.

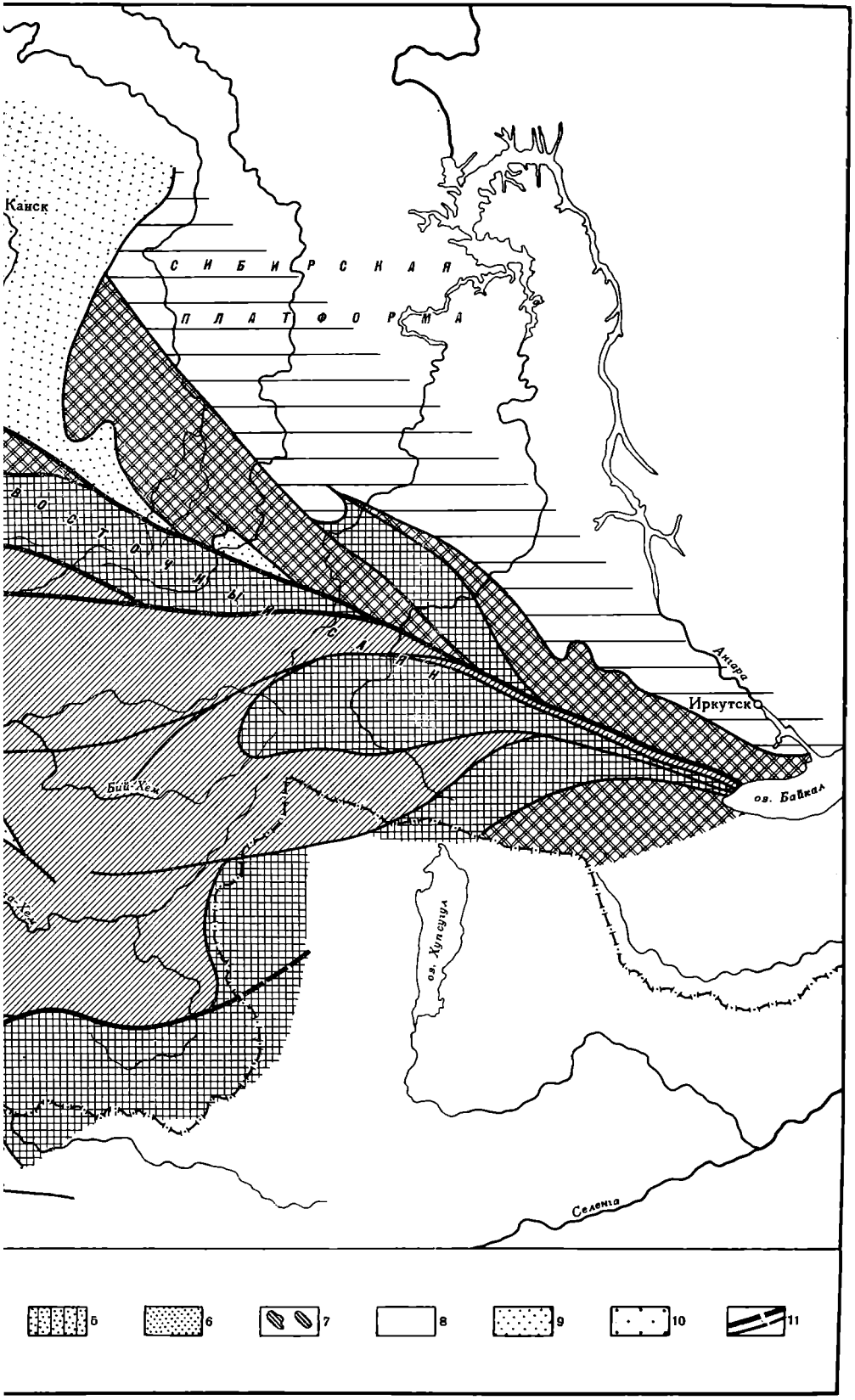
Мы полагаем, кроме того, что отмеченные явления наследованности в большинстве случаев нельзя ставить в связь с мобилизацией металлов из вмещающих эффузивно-осадочных толщ в процессе магмаобразования. Как показали многие исследователи, подавляющее большинство месторождений железа, золота, свинца, цинка, т. е. типоморфных и наиболее характерных для Алтае-Саянской провинции металлов, генетически или парагенетически связывается с производными основной базальтоидной магмы (Ю. А. Кузнецов, 1955). Месторождения хрома, никеля, кобальта, титана приурочены к ультраосновным и основным интрузиям, большинство месторождений золота — к малым интрузиям, производным основной магмы (Булынников, 1960, 1962). Наиболее вероятна связь с глубинными подкоровыми очагами и ртутных месторождений (В. А. Кузнецов, 1963). С щелочными производными основной магмы связывается большинство месторождений нефелина, а с внутрикоровыми гранитоидными магмами — лишь месторождения вольфрама, молибдена и некоторых редких металлов, не особенно характерные для металлогении Алтае-Саянской рудной провинции. Видимо, металлогеническая специализация Алтае-Саянской провинции определяется главным образом особенностями глубинных подкоровых магматических очагов и в гораздо меньшей мере, в частных случаях,— явлениями мобилизации вещества в процессе магмообразования и при постмагматических гидротермальных процессах.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На фиг. 4 приведена схема размещения в границах Алтае-Саянской области разновозрастных складчатых систем и участвующих в строении последних структурно-формационных зон. В известной мере эта схема — структурно-металлогеническая, поскольку различные по времени консолидации


Новосибирск
Барнаул
Бийск
Новокузнецк
Горно-Алтайск
Семипалатинск
Обь
Томь
Иртыш
Чулым
Кулунда
Кузнецкий Алатау
Салаир


Чулым
Красноярск
Канск
С И Б И
П Л А Т
Енисей
Тоже
Г О Р Н Ы Е
А Л Т А И
Абакан
Минусинск
Абакан
З А П А Д Н Ы Й
С А Я Н
Бий-Хем
Кызыл
Тес-Хем
Т А Н Н У - О Л А
оз.
Убсу-Нур
1
2
3
4
5
6



Фиг. 4.
Ал

1 — краевы
мы: архей
ные пегма
складчатос
терригенно
гранитоид
интрузии и
то, молибд
брийской [
зивно-осад
и синия; с
дов, габбр
ними мест
хрома, аси
герцински
ртуть и др
ственно ф
гранитоид
допроявле
ледонско-ге
пдные тол
девонские
осадочным
ные и гра
рождения
и молибде
ская зона:
довика, [
мации; ин
лексы с ме
металличе
ния поли
гранитоид
ской Зайс
краевые
ские прог

Фиг. 4. Структурно-металлогеническая схема Алтае-Саянской складчатой области

1 — *краевые поднятия фундамента Сибирской платформы*: архейские гнейсы, гранитные интрузии, слюдоносные пегматиты; *2* — *зоны протерозойской* (*байкальской*) *складчатости*: метаморфические сланцы протерозоя и терригенно-карбонатные толщи синия с докембрийскими гранитоидами, наложенные каледонские и герцинские (?) интрузии и связанное с ними оруденение (железо, золото, молибден, карбонатитовые руды и др.); *3* — *зоны кембрийской* (*салаирской*) *складчатости*: существенно-эффузивно-осадочные и карбонатные толщи раннего кембрия и синия; салаирские комплексы гипербазитов, габброидов, габбро-плагиогранитов, гранитоидов и связанные с ними месторождения железа, золота, титана, никеля, хрома, асбеста и др.; наложенные позднекаледонские и герцинские интрузии и оруденение (железо, кобальт, ртуть и др.); *4* — *зоны каледонской складчатости*: существенно флишоидные толщи кембро-ордовика; таконские гранитоидные интрузии с вольфрам-молибденовыми рудопроявлениями; *5* — *зона* (*Чарышско-Теректинская*) *каледонско-герцинской складчатости*: существенно флишоидные толщи кембро-ордовика, таконские гранитоиды; девонские эффузивно-осадочные толщи с вулканогенно-осадочными гематитовыми рудами; герцинские габброидные и гранитоидные интрузии и связанные с ними месторождения железа, кобальта, редких металлов, вольфрама и молибдена; *6* — *Ануйско-Чуйская каледонско-герцинская зона*: терригенно-карбонатные формации кембро-ордовика, силура, девонские эффузивно-осадочные формации; интрузивные, главным образом гранитные комплексы с месторождениями вольфрама, молибдена, полиметаллических руд; связанные с разломами месторождения полиметаллических и ртутных руд; *7* — герцинские гранитоидные комплексы; *8* — складчатые зоны герцинской Зайсанской складчатой системы; *9* — герцинские краевые и межгорные прогибы; *10* — мезо-кайнозойские прогибы; *11* — зоны глубинных разломов, разломы меньшего масштаба

Заказ № 1500

складчатые системы, как было показано, характеризуются преимущественным развитием определенных рудных формаций. Следует иметь в виду при этом, что схема размещения рудных формаций значительно усложняется наложением на поля развития ранних формаций более поздних рудных формаций, иногда близких им по составу. Это следствие полициклличности развития области.

Намечается грубая региональная зональность размещения площадей развития эндогенных рудных формаций.

На крайнем востоке области, вдоль окраины Сибирской платформы, выделяются краевые поднятия фундамента платформы, сложенные главным образом архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитными интрузиями с слюдоносными пегматитами.

Непосредственно к окраине платформы примыкает протерозойская (байкальская) складчатая система. К ней относятся северо-восточные склоны и осевая зона Восточного Саяна, а также северо-восточные и юго-восточные части Тувинской АССР, включая массив Сангилен. Байкалиды в границах Алтае-Саянской области сложены существенно метаморфическими сланцами протерозоя и метаморфизованными вулканогенно-сланцевыми и карбонатными толщами позднего протерозоя — синия. Как было отмечено, в байкалидах наиболее широко развиты протерозойские гранитные интрузии и наложенные каледонские интрузивные комплексы различного состава, в том числе связанные с позднепалеозойской активизацией щелочные основные интрузии. Для байкалид характерны слюдяные и редкометальные пегматиты, метаморфогенные железистые кварциты, а также скарновые и гидротермальные месторождения железа, золота, молибдена, свинца и цинка, рудопроявления карбонатитового типа и ртути.

Обширные территории центральной части Алтае-Саянской области сложены зонами кембрийской (салаирской) складчатости, или ранней стабилизации каледонид. К ним относятся: юго-западная часть Восточного Саяна, восточная часть Тувинской АССР и Восточный Танну-Ола, Кузнецкий Алатау, включая Горную Шорию и часть Восточного Алтая. Эти зоны сложены в основном карбонатными формациями позднего протерозоя и эффузивно-осадочными формациями кембрия. Для салаирид особенно характерны кембрийские гипербазитовые, габброидные и габбро-плагиогранитные интрузивные комплексы с месторождениями и рудопроявлениями следующих рудных формаций: хромитовой, хризотил-асбестовой и тальковой, связанных с гипербазитами титаномагнетитовой магматической, скарновой и гидросиликатной магнетитовой, золоторудными скарновыми и гидротермальными, медно-молибденовой, медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и др. С активизацией салаирид связываются наложенные месторождения скарновых магнетитовых руд, мышьяково-кобальтовой формации, нефелина, своеобразной фтор-железорудной формации, ртутной формации.

Далее выделяются зоны собственно-каледонской (таконской) стадии консолидации, или каледониды (Западный Саян и восточная окраина Горного Алтая). Меньшая их часть сложена протерозойскими и раннекембрийскими существенно вулканогенно-сланцевыми формациями с кембрийскими гипербазитовыми и габброидными интрузиями, большая часть — флишоидными терригенными формациями кембро-ордовика и гранитными интрузиями. Здесь ограниченно развиты рудные формации, характерные для салаирид, и более широко — пегматитовые редкометальные и вольфрам-молибденовые гидротермальные рудопроявления, приуроченные к таконским гранитоидам.

Еще дальше к западу размещаются зоны длительного каледонско-герцинского бициклического развития (центральная и западная части Горного Алтая и Салаирский кряж). Эти зоны как бы переходные от каледонид

Алтае-Саянской области к герцинидам Зайсанской области. Среди этих зон на территории Горного Алтая выделяются: Чарышско-Теректинская структурно-формационная зона, геосинклинальное развитие которой закончилось в каледонском этапе; она является геоантиклинальной зоной в герцинской системе, и Ануйско-Чуйская зона — унаследованно развивавшаяся в каледонском и в герцинском цикле геосинклиналь (см. фиг. 3).

Эти зоны сложены частично теми же формациями, что и собственно каледонские, т. е. кембрийскими эффузивно-сланцевыми и кембро-ордовикскими флишоидными терригенными формациями с кембрийскими гипербазитами (Салаир) и каледонскими гранитными интрузиями (Горный Алтай). Однако здесь, особенно в синклиналях (Ануйско-Чуйская зона), широко развиты геосинклинальные девонские эффузивно-сланцевые формации и герцинские габброидные и особенно гранитоидные интрузии. Распространение герцинских гранитоидных интрузий в зонах каледонско-герцинской консолидации и вне пределов этих зон показано на фиг. 4.

Как отмечалось, в рассматриваемых зонах имеют некоторое развитие каледонские рудные формации: хромитовая и силикатных никелевых руд (Южный Салаир), кварц-золоторудная (Салаир), а также гидротермальная кварц-вольфрам-молибденовая, связанная с каледонскими гранитоидами Горного Алтая. Для Салаира особенно характерна колчеданно-полиметаллическая рудная формация. Широко развиты, особенно в Горном Алтае, герцинские рудные формации: вулканогенно-осадочная гематитовая, скарновая магнетитовая, мышьяково-кобальтовая, ряд формаций колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд и особенно формации, связанные с герцинскими гранитами,— скарновая и пегматитовая редкометальные и кварц-вольфрам-молибденовая гидротермальная. Кроме того, в Горном Алтае и Салаире проявилась ртутная рудная формация.

Наряду с общими закономерностями намечаются частные условия локализации некоторых рудных формаций и комплексов.

Установлено, что комплекс месторождений хромовых и никелевых руд, хризотил-асбеста и талька, генетически связанных с кембрийскими гипербазитовыми интрузиями, размещается вдоль линейных гипербазитовых поясов, совпадающих с положением зон некоторых глубинных разломов (Пинус и др., 1958). Выяснено, что размещение ртутного оруденения в Алтае-Саянской области контролируется в первую очередь зонами глубинных разломов, в связи с чем в некоторых из них формируются линейные ртутные зоны (В. А. Кузнецов, 1958). Рассмотрены главные закономерности размещения магматогенных железорудных месторождений (Поспелов, 1959).

Для отдельных частей Алтае-Саянской провинции составлены местные схемы зонального размещения эндогенных месторождений. Широко известна обоснованная в работах В. П. Нехорошева (1951) схема поясового размещения рудных месторождений на территории Зайсанской складчатой системы. Согласно этой схеме, на территории Горного Алтая, примыкающей к полиметаллическому поясу Рудного Алтая, выделяются: восточный молибден-вольфрамовый пояс, полиметаллический пояс Горного Алтая (зона Ануйско-Чуйского синклинория) и ртутный пояс (зона Катунского антиклинория). Эта схема получила дальнейшее развитие и была несколько уточнена в последующих работах автора (В. А. Кузнецов, 1957, 1963), причем было показано, что молибден-вольфрамовый пояс вместе с тем и железорудный, включающий железорудные месторождения различных генетических типов. Ануйско-Чуйский полиметаллический пояс также оказывается более сложным и включает районы развития вольфрам-молибденового оруденения. Кроме того, была сделана попытка типизации структурно-металлогенических зон Горного Алтая с выделением зон фемического, сиалического и сложного сиалическо-фемического профиля (В. А. Кузнецов,

1963). В последнее время предложена схема более дробного металлогенического районирования территории Горного Алтая (Никольская, 1965). Несколько ранее была составлена схема металлогенического районирования восточной части Алтае-Саянской области, в том числе Восточного Саяна (Додин, 1961). Вопросы металлогенической специализации некоторых районов Алтае-Саянской области, в особенности Тувы, а также закономерности размещения рудных месторождений в этих районах, рассмотрены в работах В. И. Сергухова (1955), В. А. Уникова (1958, 1961), В. Е. Кудрявцева и Ю. А. Мамина (1960) и других исследователей.

Для размещения большинства рудных формаций и локализации концентрированного оруденения важнейшее значение имеют структурные факторы, особенно глубинные разломы, которые не только контролируют размещение ртутного оруденения, но и имеют важное значение для локализации месторождений ряда других формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Белостоцкий И. И. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время.— В кн.: Каледонская орогения. Изд-во АН СССР, 1960.

Бетехтин А. Г. О минераграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1945.

Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.

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

Булынников А. Я. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ними оруденение.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Булынников А. Я. О малых интрузиях и связанной с ними рудоносности.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископ. Зап. Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1962.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965.

Вахрушев В. А., Соболев Н. В. О генетических связях железооруденения с интрузиями на Инском месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., № 11, 1961.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна. Изд-во СО АН СССР, 1963.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.

Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций.— Геол. рудн. месторожд., № 6, 1964.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.

Дербиков И. В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 42, 1937.

Дистанов Э. Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации.— Геол. и геофиз., № 8, 1963.

Дистанов Э. Г., Кляровский В. М. и др. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля.— Геол. рудн. месторожд., № 5, 1964.

Додин А. Л. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Природные условия Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.

Додин А. Л., Гурьянова В. Н. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 32, 1960.

Домарев В. С. О цикличности геотектонического (металлогенического) развития складчатых областей.— Вестн. ЛГУ, № 24, 1963.

Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай).— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1959.

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. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.

Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геол., № 11, 1959.

Иванова Т. Н. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области.— Бюлл. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 3, 1961.

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.

Калугин А. С. Алтайский железорудный район.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2, Изд-во АН СССР, 1959.

Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. А., Гузман А. Г., Зильберман Я. Р., Лапин Б. Н., Мартынов В. А., Минаев В. М., Пиьень Н. М., Пономарев В. Г. Сингенетичные железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая.— В кн.: Осадочные формации Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогеническом исследовании рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.

Кудрявцев В. Е., Мамин Ю. А. Зоны глубинных разломов Тувы и их роль в локализации эндогенных рудных образований.— Бюлл. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 2, 1960.

Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.— Изв. Вост. фил. АН СССР, № 2, 1957.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Кузнецов В. А. Металлогеническое районирование Горного Алтая. (К методике составления прогнозно-металлогенических карт).— В кн.: Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.

Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. Изд-во «Наука», 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. Изд-во «Наука», 1966.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР «Наука», 1966.

Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева Л. А., Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скуридин В. А., Кононов А. Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая.— В кн.: Магматические формации. Изд-во «Наука», 1964.

Кузнецов Ю. А. Железоруденение и генетические типы интрузии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.

Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., № 1, 1960.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— Цвет. мет., № 3—4, 1940.

Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.

Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 79, вып. 4, 1950.

Митропольский А. С. Метаморфизм пород и условия образования щелочных метасоматитов в Уйменской депрессии Горного Алтая.— Геол. и геофиз., № 1, 1965.

Митрофанов Ф. П., Кольцова Т. В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Изд-во «Наука», 1965.

Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта Горного Алтая и их роль в металлогении.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы. Госгеолтехиздат, 1951.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

Никитина М. П., Хильтова В. Я., Митрофанов Ф. П., Крылов И. Н. Разновозрастные процессы омоложения в докембрии Восточного Саяна.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. Изд-во «Наука», 1964.
Никольская Ж. Д. Металлогенические зоны Горного Алтая.— Сов. геол., № 4, 1965.
Печерский В. П. О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна.— Сов. геол., № 4, 1965.
Пинус Г. В. Основные этапы палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Изв. СО АН СССР.— Геол. и геофиз., вып. 1, 1958.
Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Изд-во АН СССР, 1960.
Пинус Г. В. О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии с ними связанных.— Геол. и геофиз., № 4, 1965.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
Попов В. Е., Никольская Ж. Д., Зеленугин В. Н. Новые данные о возрасте контактово-метасоматических железорудных месторождений в Коргонской зоне Горного Алтая.— Докл. АН СССР, т. 147, № 3, 1962.
Поспелов Г. Л. Явления замещения при образовании эффузивоидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.
Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
Радкевич Е. А. Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 134, 1952.
Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— Геол. рудн. месторожд., № 4, 1963.
Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Сов. геол., сб. 43, 1955.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963а.
Смирнов В. И. О металлогении каледонид Западного Саяна.— Геол. и геофиз., № 2, 1963б.
Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1937.
Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна.— Сов. геол., № 6, 1960.
Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 78, вып. 3, 1949.
Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Унксов В. А. Закономерности размещения кобальтового оруденения в каледонидах юга Средней Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
Унксов В. А. Структурно-формационные зоны Тувинского прогиба и размещение в нем эндогенной минерализации.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 58, 1961.
Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
Усов М. А. Проблема рудного Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., № 4, 1933.
Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.
Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1964.
Шаталов Е. Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.
Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., № 10, 1962.
Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы северо-западной части Восточного Саяна и их металлогеническая специализация.— Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 24, 1962.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

Я. Н. Белевцев, А. К. Прусс

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ЩИТА

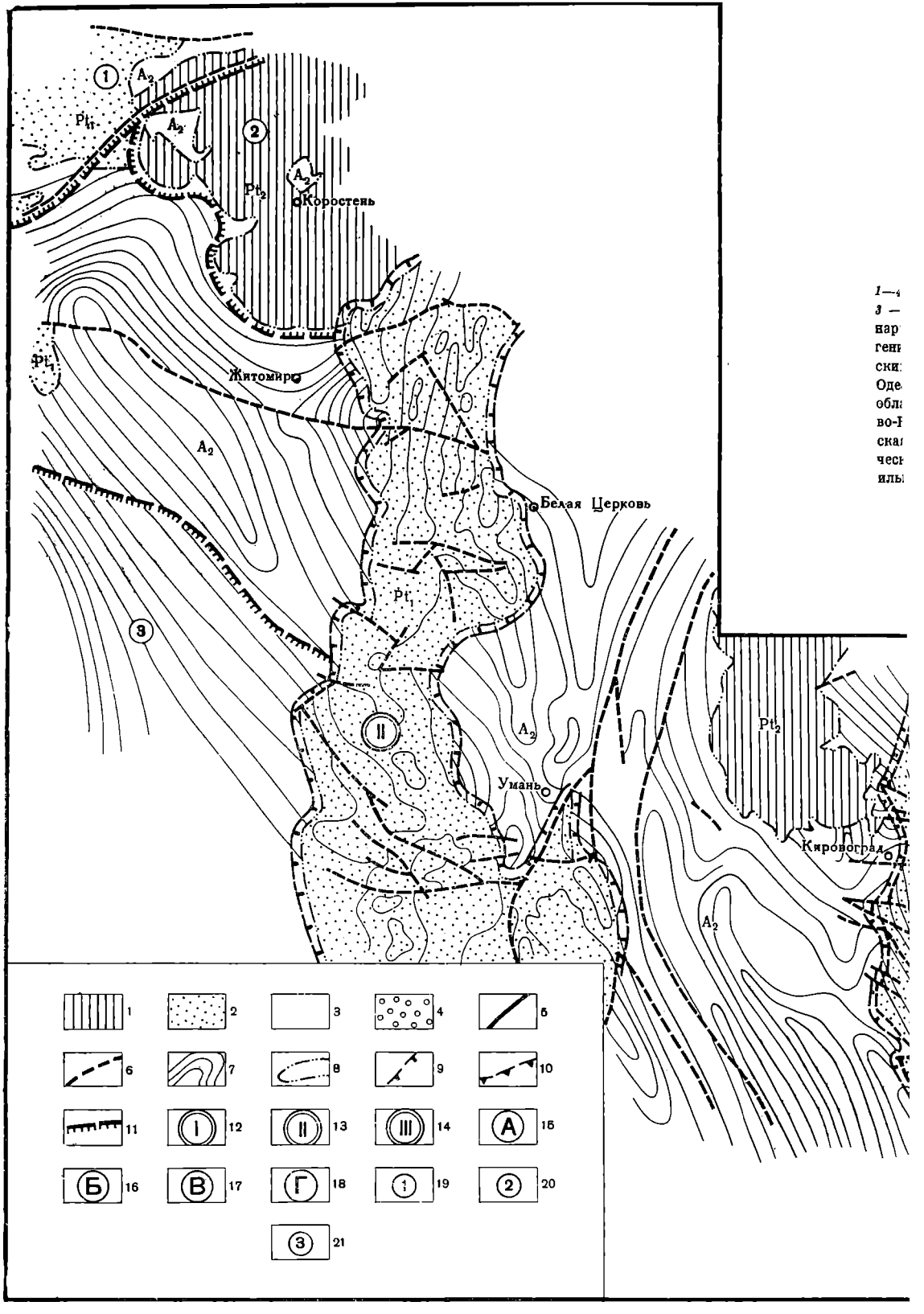
Украинский кристаллический щит представляет собой сложное складчато-блоковое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинали. В строении щита принимают участие мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические гранитоиды, занимающие 76% площади щита, гнейсы, сланцы и метабазиты — 10%, кислые интрузии — 11% и интрузии основного и ультраосновного состава — 3% (фиг. 1). Первичными эквивалентами анатектитов, мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев являются вулканогенные образования основного состава, особенно характерные для архейского цикла развития, и терригенные и хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных пород, широко распространенных в протерозойском цикле развития архейской геосинклинали.

Украинский щит сформирован в период времени от 3500 до 1200—1100 млн. лет, т. е. на протяжении 2500—2000 млн. лет, что в 4—5 раз превышает длительность всех послекембрийских геологических эпох.

Длительность формирования, интенсивность вулканизма и необычайность метаморфизма первичных образований определили очень сложную и многостороннюю геологическую историю щита. В настоящее время представления о геологическом развитии щита, несмотря на отдельные положительные моменты, имеют ряд принципиально неправильных положений, которые не позволяют понять закономерности размещения полезных ископаемых в кристаллических основаниях щитов и платформ.

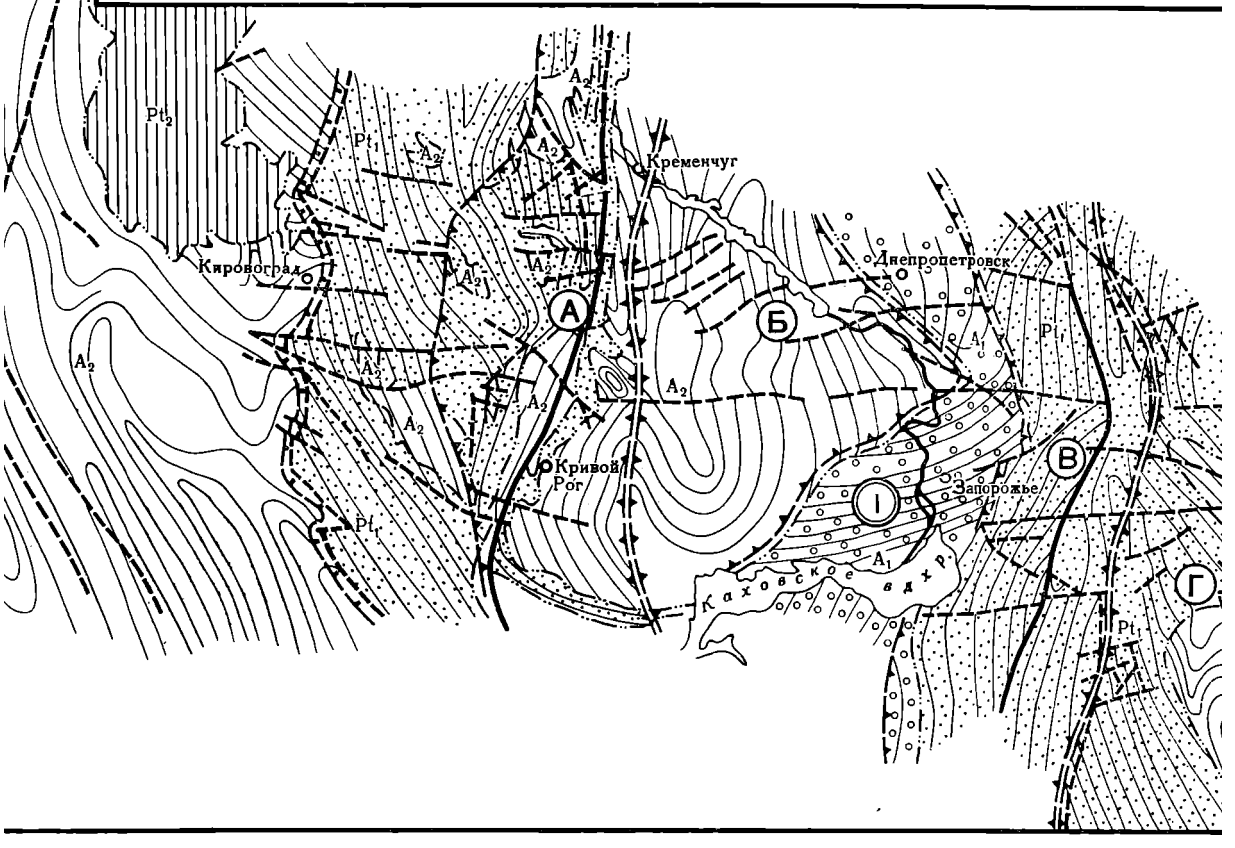
В более ранних работах авторов (Белевцев, Прусс, 1962; Белевцев, 1964) рассмотрены эти недостатки наряду с новыми принципами выделения основных этапов развития Украинского щита. Кратко эти недостатки сводятся к следующему: 1) выделение и анализ геосинклинальных формаций путем «снятия» метаморфизма и гранитизации с существующих ныне гнейсо-мигматитовых толщ, содержащих большие и мелкие останцы метаморфических пород; 2) установление взаимоотношения выделенных формаций на основании литолого-структурных признаков и геохронологических данных; последние рассматривались как время процессов породо- или минералообразования; 3) установление фаций метаморфизма и ультраметаморфизма независимо от стратиграфических единиц. Все это позволило рассматривать докембрийские толщи Украинского щита как геосинклинальные образования, которые сформировались в течение четырех тектоно-метаморфических циклов (см. фиг. 1).

Достаточно определенно выделяются: верхнеархейский, нижнепротерозойский, верхнепротерозойский и предположительно нижнеархейский циклы развития.


1
A2
Pt1
2
A2
Pt2
Коростень
Житомир
Pt1
A2
3
Белая Церковь
Pt1
II
A2
Умань
Pt2
Кировоград
A2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
I
12
II
13
III
14
А
15
Б
16
В
17
Г
18
1
19
2
20
3
21

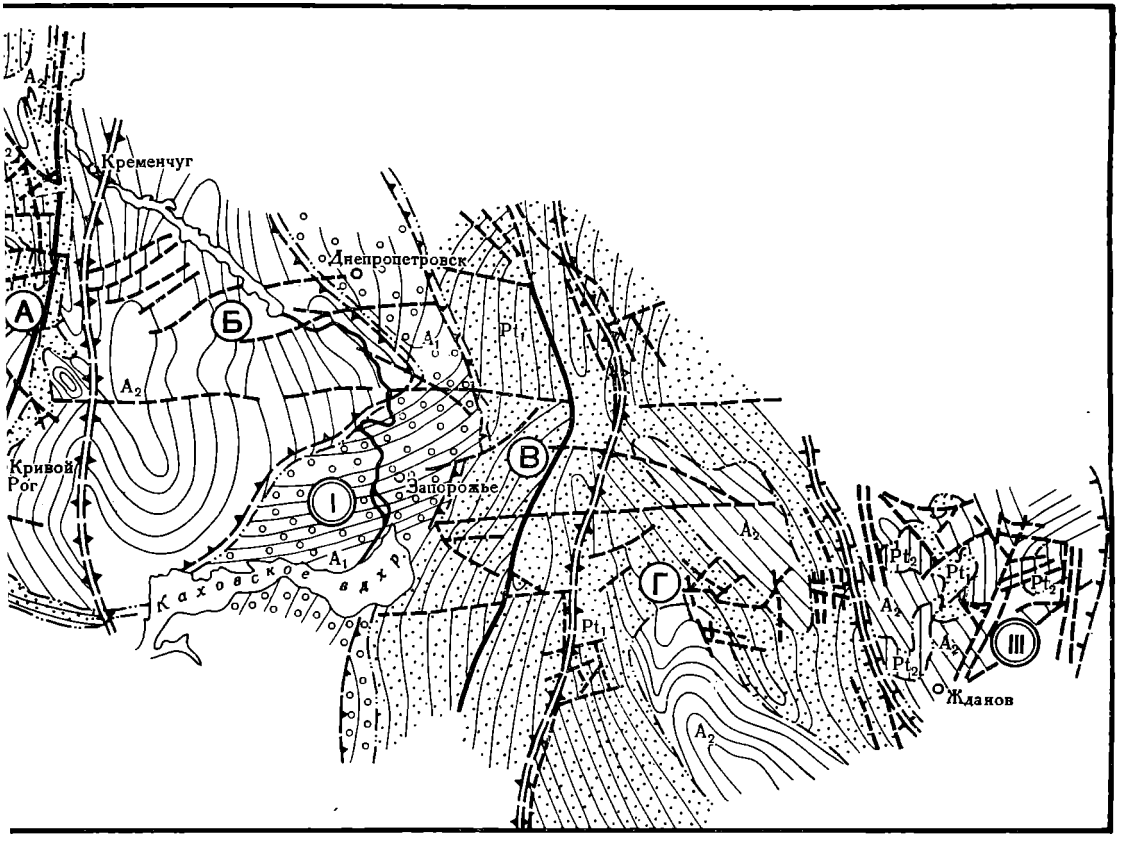
Фиг. 1. Схема металлогенического районирования Украинского щита

1—4 — циклы геологического развития (*1* — верхнепротерозойский, *2* — нижнепротерозойски *3* — верхнеархейский, *4* — нижнеархейский), *5* — глубинные разломы, *6* — линии тектонически нарушений, *7* — господствующие простирания пород, *8* — границы циклов, *9* — границы металл генических подразделений, *10* — границы металлогенических зон, *11* — границы металлогенич ских районов, *12* — Днепровская железорудная металлогеническая провинция, *13* — Брусило Одесская металлогеническая зона, *14* — Приазовская щелочно-редкометальная металлогенически область, *15* — Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона, *16* — Верховц во-Никопольская структурно-металлогеническая зона, *17* — Белозерско-Запорожско-Павлогра ская структурно-металлогеническая зона, *18*—Западно-Приазовская железорудная металлоген ческая зона; *19* — Пержанский редкометальный металлогенический район; *20* — Коростеньски ильменитовый и редкометальный металлогенический район; *21* — Бужско-Днепровский никел вый и редкометальный металлогенический район



металлогенического районирования Украинского щита

ого развития (*1* — верхнепротерозойский, *2* — нижнепротерозойский, - нижнеархейский), *5* — глубинные разломы, *6* — линии тектонических ующие простирания пород, *8* — границы циклов, *9* — границы металло-, *10* — границы металлогенических зон, *11* — границы металлогениче-ировская железорудная металлогеническая провинция, *13* — Брусилов-ая зона, *14* — Приазовская щелочно-редкометальная металлогеническая ко-Кременчугская структурно-металлогеническая зона, *16* — Верховце-рно-металлогеническая зона, *17* — Белозерско-Запорожско-Павлоград-еническая зона, *18*—Западно-Приазовская железорудная металлогени-нский редкометальный металлогенический район; *20* — Коростеньский альный металлогенический район; *21* — Бужско-Днепровский никеле-и редкометальный металлогенический район



Геологическая история Украинского щита в докембрии рассматривается как последовательное полицикличное развитие в геосинклинальных и платформенных условиях (см. таблицу). Геологическое развитие докембрия складывалось в условиях самого раннего и длительного периода геологической истории Земли, который отличался маломощной мобильной земной корой, существенно отличным (от более поздних периодов) химическим составом атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма и своеобразием седиментационных процессов.

Образование пород в докембрии характеризуется следующими особенностями.

1. Катархейские и архейские (3500—2800 млн. лет) породы представлены продуктами метаморфизма вулканогенных кератофир-спилитовых формаций и интрузиями основного и ультраосновного состава, что свидетельствует о большой мобильности земной коры и грандиозных вулканических излияниях, составляющих главную особенность геологического развития архея. В конце архея появляются осадочные породы — песчаники, граувакки и глинистые образования, преобразованные в слюдяные сланцы, кварциты и слюдяные гнейсы.

В атмосфере и литосфере в архее (Виноградов, 1959; Сауков, 1961; Ронов, 1964 и др.) отсутствовал свободный кислород и господствовала углекислота. Такой состав атмосферы и литосферы в течение длительного времени архея способствовал разрушению железистых силикатов и накоплению больших количеств железа и кремнезема в водных бассейнах.

2. В нижнем протерозое (2800—2200 млн. лет) характер осадков резко изменился; образовались мощные кластогенные, хемогенные и биогенные формации с подчиненным количеством эффузивов. Произошло резкое изменение состава атмосферы в связи с появлением в ней и в гидросфере свободного кислорода, что вызвало массовое выпадение железа и кремнезема на обширных пространствах водных бассейнов. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, в которой сконцентрировано около 95% всех железных руд земного шара. Появление кислорода знаменует собой зарождение жизни на Земле, развитие седиментации и смену вулканогенных пород кластогенными, хемогенными и органогенными с подчиненным количеством вулканических.

3. Геологическое развитие в докембрии завершается метаморфизмом осадочных и вулканогенных образований и их гранитизацией.

Более или менее определенно устанавливаются два периода мощного развития процессов гранитизации: архейский — 3000—2800 млн. лет и послеинжнепротерозойский — 2100—1900 млн. лет (Тугаринов, 1964 г.). К этим периодам относится возникновение метаморфических пород (кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов) и разнообразных по формам гранитоидов.

Процессы гранитизации в указанные периоды были обусловлены не только опусканием геосинклинальных областей или их частей на глубины, для которых характерны высокие давления и температуры, но и высокой концентрацией (более чем в 2 раза против современных условий) радиоактивных веществ в составе Земли.

Одной из важнейших особенностей докембрийского периода является его длительность, определяемая примерно в 3 млрд. лет — в 5 раз больше всех послепротерозойских геологических эпох Земли. Такая длительность обусловила значительную стабильность термодинамических условий, что сказалось в больших масштабах всех явлений, в частности — гранитизации.

Особые условия геологического развития кристаллического фундамента щитов и платформ определили своеобразие их металлогении.

Схема металлогении Украинского щита

Металлогеническая эпоха	Геосинклинальные периоды развития							
	Седиментационно-вулканогенная стадия		Складчато-метаморфическая стадия				Разломно-интрузивная постметаморфическая стадия	
			Комплексы пород		Месторождения и рудопроявления			
	Осадочные и вулканогенные формации	Накопление рудных компонентов	метаморфические	ультраметаморфические	метаморфизованные	метаморфические	Структурные особенности, интрузии, жилы	Месторождения и рудопроявления
Верхнепротерозойская (1500—1300 млн. лет)	*Молодая платформа; пологие складчатые структуры с единичными разрывами (Овручский кряж)*							
	Терригенные субплатформенные	Mn, Mo, W, Sn	Кварциты, кристаллические пирофиллитовые сланцы	Мигматиты с остатками кварцитов и сланцев, осницкие и пержанские граниты	Кварциты, пирофиллитовые сланцы	Рудопроявления титаномагнетита, циркона и халькопирита		
Нижнепротерозойская (2500—1700 млн. лет)	*Узкие синклинории субмеридионального простирания (Криворожско-Кременчугский, Белозерско-Конкский и Брусилов-Одесский)*							
	Терригенно-хемогенная геосинклинальная, песчано-глинистая, углисто-карбонатная и песчано-конгломератовая (K_3)	Pt, Au, Cu	Кристаллические сланцы, мраморы, гнейсы, конгломераты	Мигматиты разного состава с остатками пород криворожской серии, микроклин-плагиоклазовые и микроклиновые граниты	Рудопроявления Pt, Au, Cu, богатые железные руды		Глубинные разломы, сопровождающиеся малыми интрузиями основного и кислого состава. Интрузии щелочных пород Приазовья, гранитов Токовско-Боковянского типа. Коростенский, Корсунь-Новомиргородские плутоны. Уманские граниты	Медно-никелевые и полиметаллические рудопроявления (жильный тип), рудопроявления Mo. Гидротермальные: оловянно-редкометальные, редкометальные, молибденовые и кварц-сульфидные. Магматические: ильменит и титаномагнетит в габбровых породах
	Глинисто-хемогенная (железисто-кремнистая) (K_2)	Fe, V	Джеспилиты, железистые роговики, кристаллические сланцы		Бедные железные руды (джеспилиты и железистые роговики)			

Металлогеническая эпоха	Геосинклинальные периоды развития							
	Седиментационно-вулканогенная стадия		Складчато-метаморфическая стадия				Разломно-интрузивная постметаморфическая стадия	
			Комплексы пород		Месторождения и рудопроявления			
	Осадочные и вулканогенные формации	Накопление рудных компонентов	метаморфические	ультраметаморфические	метаморфизованные	метаморфические	Структурные особенности, интрузии, жилы	Месторождения и рудопроявления
Нижнепротерозойская (2500—1700 млн. лет)	Песчано-глинистая и песчано-конгломератовая (K_1)	Zr, Cr, Au, Pt, Cu, Ti	Метапесчаники, метаконгломераты, кварциты		Рудопроявления и месторождения Co, Cu, Ni	Ильменит-магнетитовые, медно-сульфидные руды		
	Спилит-кератофировая и гипербазитовая (K_0)	Ti, Cu, Ni	Метабазиты, зеленокаменные породы	Мигматиты с останцами метабазитов		Вкрапленные руды Cu и Ti		
Архейская (более 2500 млн. лет)	*Северо-западные складчатые структуры метаморфических и ультраметаморфических пород Среднего Приднепровья, Ингула, Буго-Чудново-Бердичевского, Житомирского и Приазовского районов*							
	Спилит-кератофировая, песчано-глинистая, железисто-кремнисто-вулканогенная формации Ингуло-Подольской серии	Cr, Ti, Fe, Ni, Cu, Zr	Метабазиты, ультрабазиты, песчано-сланцевые породы, железистые роговики	Мигматиты с останцами метабазитов и железистых роговиков, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы	Бедные железные руды (железистые роговики). Рудопроявления Ni, Co, Cu, Cr, графитов, мраморов	Рудопроявления магнетитовых и титаномагнетитовых руд	Разломные структуры глубокого заложения, малые интрузии ультраосновного, основного и кислого состава	Хромитовые, медно-никелевые месторождения. Рудопроявления Ti, Fe, Cu, Cr, Mo

Окончание схемы

Металлогеническая эпоха	Платформенный период развития		
	Стадии гипергенных процессов формирования эндогенных месторождений		Металлогеническое районирование
	Процессы, породы	Месторождения	
Те же, что и для геосинклинального периода	*Формирование коры выветривания и глубинных зон окисления:* в железных рудах и железистых роговиках; в силикатных железистых породах, в метабазитах и ультрабазитах; в силикатных породах, богатых медью, никелем и сульфидами	Плотные и рыхлые мартитовые, гетит-гематит-мартитовые и гетит-гематитовые руды; бурожелезняковые руды (железные шляпы); бокситы и никелевые месторождения; медно-никелевые рудопроявления	*Днепровская железорудная металлогеническая провинция:* Криворожско-Кременчугская металлогеническая зона Белозерско-Запорожско-Павлоградская металлогеническая зона Верховцево-Никопольская металлогеническая зона Азово-Керченская фациально-металлогеническая область Никополь-Токмакская фациально-металлогеническая марганцевая область *Брусилов-Одесская металлогеническая зона* *Приазовская щелочно-редкометальная металлогеническая область* Зона циркон-пирохлоровых редкометальных месторождений Зона пегматитовых и гидротермальных жил, несущих колумбит, ксенотим, медь
	Образование платформенного чехла (морские и континентальные осадки кайнозоя, терригенные и карбонатные формации). Накопление в осадках Mn, Fe, Al, Zr, Ti, Ni, редких и рассеянных элементов	Акцессорная минерализация; оолитовые бурожелезняковые руды Керченского типа; россыпи рутила, титана, циркона; окисные и карбонатные марганцевые руды никопольского типа; акцессорная минерализация	
	Образование отложений: древних аллювиальных, прибрежно-морских песчано-глинистых, континентальных песчано-глинисто-углистых, прибрежно-морских марганцевых и песчано-глинистых отложений		

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

В полном соответствии с этапами геологической истории Украинского щита выделяются следующие металлогенические эпохи: нижнеархейская, верхнеархейская, нижнепротерозойская и верхнепротерозойская. Кроме того, для осадочного чехла выделяется кайнозойская металлогеническая эпоха, отвечающая периоду платформенного развития Украинского щита.

Нижнеархейская металлогеническая эпоха

Нижнеархейская эпоха отвечает периоду образования наиболее древних пород щита (3500—2700 млн. лет), размещенных вдоль р. Днепра от г. Днепродзержинска до г. Запорожья. Они представлены сильно метаморфизованными и гранитизированными амфиболитами и, реже, амфиболовыми гнейсами, а также мигматитами, анатектитами и гранитами с останцами метаморфических пород. Анализ первичных вулканогенно-терригенных фаций, их мощностей и размещения свидетельствует о геосинклинальных условиях их образования. Однако пока имеется мало данных об условиях развития и тем более о границах этой древнейшей подвижной зоны.

Интенсивная гранитизация и сложноскладчатая структура, вероятно, отвечает средней — складчато-метаморфической стадии развития. Отсутствуют также данные об инверсии и о развитии заключительных стадий.

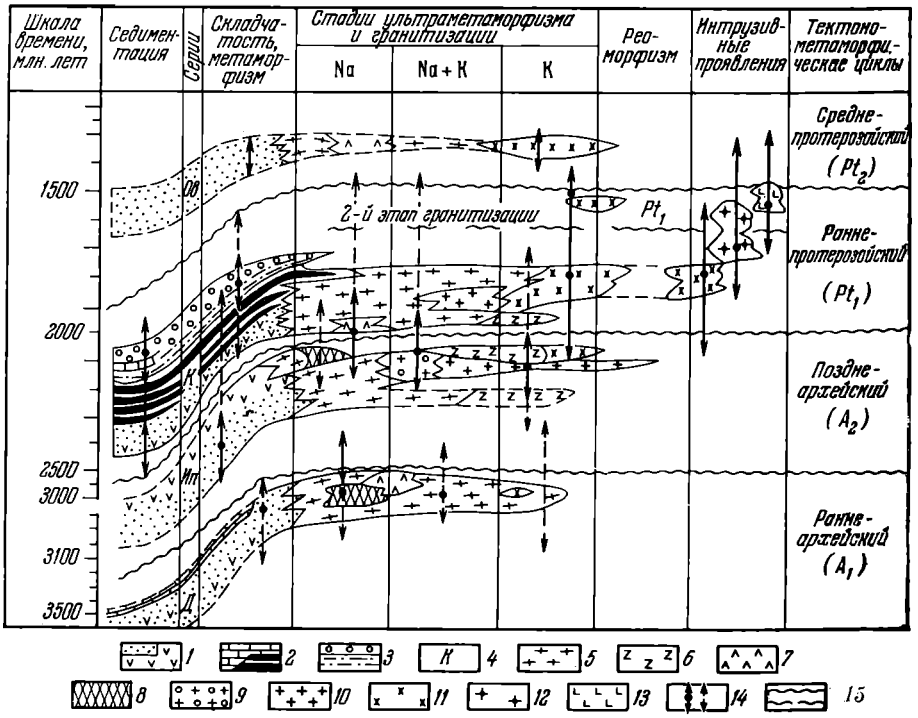
Среди эффузивных пород основного состава и гипербазитов нижнего архея встречены лишь отдельные рудопроявления меди, титана, железа, никеля, циркония.

Все это не дает пока возможности оценить продуктивность нижнеархейской металлогенической эпохи.

Верхнеархейская металлогеническая эпоха

Верхнеархейская металлогеническая эпоха отвечает первому отчетливому нижнему циклу развития докембрийской геосинклинали (Белевцев, 1964), образования которой занимали все пространство складчатой зоны щита — от Приазовья до его западной границы. В пределах этого цикла выделяются три стадии.

Первая стадия — седиментационно-вулканогенная. В течение этой стадии происходило накопление вулканогенных и терригенных отложений, которые можно сгруппировать в следующие формации: сланцево-кератофировую, спилитовую, офиолитовую и железисто-кремнисто-метабазитовую (фиг. 2). Накопление этих образований относится к самой ранней стадии прогибания геосинклинали. Они приурочены к относительно узким зонам геосинклинальных рвов, из которых наиболее изучены Верховцево-Чертомлыкский и Сурский. В пределах этих узких и вытянутых в северо-западном направлении зон наблюдаются мощные толщи ультра- и метабазитов, свидетельствующих о развитии вулканогенных фаций с подчиненным значением терригенных и хемогенных осадков. Вероятно, к подобным зонам относится область развития чарнокитов в западной части щита. Во внутренних зонах геосинклинали, занимающих огромное пространство, в эту стадию накапливались терригенные образования с подчиненным количеством вулканогенных — это толщи метаморфизованных песчано-глинистых, илисто-глинистых образований, спорадически содержавших в своем составе спилит-кератофировые породы. Очень редко встречаются пластовые ультраосновные породы, вероятно интрузивного происхождения.



Фиг. 2. Схема развития докембрия Украинского щита во времени

1 — *2* —[геосинклинальные формации (*1* — начальных этапов — вулканогенные и терригенные, *2* — ранних этапов — железистые и карбонатные, *3* — средних и поздних этапов — терригенные и молассовые); *4* — осадочно-метаморфические серии (*Ов* — овручская, *К* — кривоворожско-тетеревобугская, *Ип* — ингуло-подольская, *Д*— днепровская). Ультраметаморфические образования: *5* — мигматиты; *6* — чарнокиты; *7* — гранодиориты, диориты и собиты. Гранитизационные образования: *8* — плагиограниты; *9* — гранатовые (чудново-бердичевские) граниты; *10* — микроклин-плагиоклазовые (кировоградско-житомирские) граниты. Интрузивные образования: *11* — микроклиновые (токовские и др.) граниты; *12* — коростенский комплекс; *13* — щелочной комплекс; *14* — интервалы имеющихся определений абсолютного возраста (сплошные линии — свинцово-изотопный метод, пунктирные — калий-аргоновый метод, точки — среднее значение); *15*— границы тектоно-гранитизационных циклов, прерывистая линия — границы этапов

Вторая, складчато-метаморфическая стадия характеризуется прекращением седиментации, созданием складчатых структур, метаморфизмом и ультраметаморфизмом осадков. В зонах проявления метаморфизма осадки были преобразованы в биотитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, кварциты и сланцы, а в зонах ультраметаморфизма — в различные по составу и структуре мигматиты (винниците, чарнокиты, агматиты и др.), анатектиты и метаморфические граниты. Все эти породы верхнеархейского цикла развития объединяются в ингуло-подольскую серию.

К этому циклу относится образование в условиях ультраметаморфизма плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов, которые ранее относились к так называемым саксаганскому, житомирскому и кировоградскому комплексам. Известные гранитные тела имеют метасоматическое происхождение либо связаны с разломными структурами завершающих стадий. Мелкие интрузивные тела ультраосновных пород могут быть также достаточно уверенно отнесены ко второй стадии развития. Для второй стадии характерно образование очень сложной линейной или купо-

ловидной складчатости глубокого заложения общего северо-западного плана. В период этой стадии зарождаются антиклинальные структуры, которые более не вовлекаются в геосинклинальные прогибания, а в период второго цикла развития играют роль срединных массивов.

Вторая, складчато-метаморфическая стадия не привела к инверсии форм, хотя можно с уверенностью говорить об инверсии режима.

Третья стадия этого цикла проявлена слабо и выражается в формировании ряда разломов и интрузий ультраосновного, основного и кислого состава.

Верхнеархейская металлогеническая эпоха характеризуется следующими особенностями. В первую стадию происходит накопление железа, титана, никеля, меди и циркония в вулканогенных формациях в пределах геосинклинальных рвов с медно-никелевыми, титановыми рудопроявлениями и значительными скоплениями бедных железных руд. На больших пространствах внутренних зон геосинклиналей среди отложений, представленных терригенными фациями, не встречено значительных концентраций металлов. Вторая стадия развития характеризуется образованием железорудных, медно-никелевых месторождений метаморфогенного генезиса, связанных с вулканогенными породами, развитыми в зонах геосинклинальных рвов. К ним относятся: Верховцевское железорудное и медно-никелевое рудопроявления, Красношахтарское медное, Чартомлыкское железорудное и Сурское железорудное проявления. Кроме того, встречены рудопроявления редких металлов, корунда, андалузита и силлиманита.

Источником меди, никеля, циркония и титана для этой эпохи служат вулканические излияния, поступавшие из подкоровых глубин. Первоначально металлы находились в рассеянном состоянии и не образовывали промышленных скоплений. Во вторую — складчато-метаморфическую стадию происходила перекристаллизация вулканогенного субстрата, в связи с чем образовались полевые шпаты, роговые обманки и другие минералы, отвечающие высоким ступеням метаморфизма. Такие элементы, как титан и цирконий, в этот период образовали ильменит и циркон и в общем сохранили свое первоначальное рассеянное состояние. Однако медь и никель еще долго оставались в подвижном состоянии и затем в остаточных метаморфических растворах образовывали нерастворимые в этих условиях соединения в соответствии с энергетическим уровнем образующихся кристаллических решеток.

Обычно это соответствовало периоду, когда основная масса пород была уже перекристаллизована, однако еще продолжала подвергаться механическому перемещению с образованием складчатых структур. Остаточные метаморфические растворы вместе с некоторой частью рудных компонентов проникали в зоны ослабленного давления, где образовывались послойные рудные жилы или вкрапленные рудные тела промышленного характера.

Собственно гидротермальные месторождения или рудопроявления, генетически связанные с магматическими интрузиями, для этого цикла не установлены. Встречены рудопроявления кобальт-никелевой и хромовой минерализации в ультраосновных породах.

Таким образом, металлогения верхнеархейской эпохи тесно связана с первичным накоплением в осадках и вулканических продуктах черных и цветных металлов и с перераспределением их при метаморфизме с образованием железорудных и, вероятно, медно-никелевых месторождений.

Нижнепротерозойская металлогеническая эпоха

Нижнепротерозойская металлогеническая эпоха отвечает второму — верхнему циклу развития докембрийской геосинклинали, который характеризовался заложением трех узких геосинклинальных зон субмеридионального простирания: Брусилов-Володарско-Одесской, Кременчугско-Кировоградско-Криворожско-Херсонской и Павлоград-Белозерско-Приазовской. Длина этих зон 300—400 *км*, ширина от 40—50 до 150 *км*. Они заложены непосредственно вдоль глубинных разломов, которые зародились в начале второго цикла развития геосинклинальной зоны и продолжали развиваться в течение почти всего цикла.

В каждой из этих трех геосинклинальных зон выделяются: подзона глубинного разлома, внутренняя — геосинклинальная подзона и внешняя, парагеосинклинальная подзона. Каждая из этих подзон характеризуется своими особенностями развития и имеет определенное значение в металлогении нижнепротерозойского цикла. Эти геосинклинальные зоны представляют собой глубоко врезанные в фундамент, относительно узкие полосы, характеризующиеся полным набором геосинклинальных формаций и образующих сложные синклинории, которые не повторяют структурного плана первого цикла. Все это дает основание отнести их к типу субгеосинклиналей, хотя они имеют свои особенности развития.

Между геосинклинальными зонами располагались срединные массивы, сложенные образованиями первого — верхнеархейского цикла.

Первая, седиментационно-вулканогенная стадия развития во многих местах отчетливо может быть разделена на две подстадии.

Начальная, вулканогенно-терригенная подстадия характеризуется зарождением глубинных разломов и образованием вулканогенной формации (метабазитовой — $К_0$), нижней терригенной формации (конгломерато-песчано-сланцевой — $К_1$) и ультраосновных эффузивов (тальк-карбонатные породы). Накопление этих образований происходит в зарождающихся, внутренней и внешней, геосинклинальных зонах, развивающихся вблизи глубинных разломов. Эти формации хорошо изучены в Криворожско-Кременчугской зоне, и особенно в Криворожском железорудном бассейне; в меньшей степени они исследованы в Белозерском районе и в Брусилов-Одесской зоне.

Ранняя, терригенно-хемогенная подстадия характеризуется накоплением кремнисто-железистых осадков, ритмично чередующихся с илисто-глинистыми породами, которые составили в дальнейшем известную джеспилитовую формацию ($К_2$). Образование этих осадков происходило преимущественно во внутренних геосинклинальных зонах и частично во внешних парагеосинклинальных зонах. Джеспилитовая формация состоит из джеспилитов и железистых роговиков, ритмично чередующихся с пластами сланцев преимущественно железисто-силикатного состава. Мощность джеспилитовой формации до 2 тыс. *м*. Внутри ее выделяются восемь пластов железистых роговиков или джеспилитов мощностью от 10—20 до 350—400 *м*. В большинстве случаев горизонты железистых пород образуют две подсвиты, которые расположены в верхней и нижней частях железорудной толщи.

Железистые породы — джеспилиты и роговики — являются продуктами химической дифференциации вещества в относительно глубоководном бассейне, где совместно выпадали из коллоидных растворов гидроокислы железа и кремнезема. Джеспилитовой формацией заканчивается стадия прогибания геосинклинальной зоны.

Вторая, складчато-метаморфическая стадия характеризуется инверсией геотектонических условий, образованием сжатых складчатых струк-

тур, резкой сменой фаций, образованием верхней терригенной, лагунной и молассовой формаций (конгломераты, песчаники, углисто-графитовые сланцы, доломиты, кварц-карбонатно-углистые породы, кварциты) мощностью 4—5 *км*. Складчатость сопровождается процессом метаморфизма различных ступеней с образованием кварцитов, гнейсов, кристаллических сланцев, джеспилитов, железистых роговиков, метапесчаников и метаконгломератов. В дальнейшем формируются узкие синклинории, врезанные в кристаллические породы первого цикла, с необращенными складчатыми формами, представленные Криворожско-Кременчугской, Белозерско-Конкской и Брусилов-Одесской структурно-фациальными зонами. По геофизическим данным глубина их заложения в Криворожском бассейне 8—9 *км*, а на Белозерском месторождении около 4 *км*. Во внешних — парагеосинклинальных зонах образуются пологие складки, сложенные породами всех формаций, особенно верхнетерригенной и лагунной. Глубинный разлом обнаруживается благодаря наличию интрузий основных пород и серии более мелких разломов, расчленяющих складчатую структуру на множество продольных блоков.

В зонах развития ультраметаморфизма и гранитизации образовались мигматиты, анатектиты и метасоматические граниты. К метасоматическим гранитам относятся плагиоклаз-микроклиновые граниты, расположенные западнее Криворожского бассейна и содержащие останцы криворожских пород. Ранее эти граниты относились к житомирскому комплексу. Интрузии гранитных масс в этих зонах не встречены.

Третья, разломно-интрузивная стадия в зонах субгеосинклиналей проявилась в интрузиях гранитов и щелочных сиенитов, связанных с разломными структурами. К этой стадии развития относятся Токовские, Боковянские, Верблюжанские, Коростеньские, Корсунь-Новомиргородские интрузии, а также интрузии щелочных пород Приазовья и Павлоградского района. Абсолютный возраст этих пород 1700—1500 млн. лет, образование их произошло в завершающую стадию нижнепротерозойского геосинклинального цикла.

К этой стадии относится формирование поперечных разломных структур, расчленивших складчатую зону на множество тектонических блоков. Особенно ярко такая блоковая структура проявилась в северном и южном районах Криворожского бассейна. К разрывным структурам иногда приурочены малые интрузии основного и ультраосновного состава.

В течение всех стадий нижнепротерозойской металлогенической эпохи происходило накопление и концентрация различных металлов.

В начальную, вулканогенно-терригенную подстадию в вулканических породах накапливались медь, титан, никель, в терригенных — золото, титан, медь, платина, кобальт, цирконий и хром. Эти металлы не образуют промышленных концентраций, однако в эту стадию были созданы условия для их концентрации в последующие стадии развития.

Ранняя, терригенно-хемогенная подстадия ознаменовалась накоплением огромных масс железа в джеспилитовой формации и в нижней части верхней свиты криворожской серии. Накопление в эту подстадию железа в виде гидроокислов и окислов способствовало в дальнейшем образованию большинства железорудных месторождений Украинского щита. Колоссальные массы железа накапливались в Криворожско-Кременчугской, Брусилов-Одесской и в Белозерско-Павлоградской зонах, что определило образование железистых силикатов и окислов железа, а также накопление богатых железом руд в последующие стадии.

Вместе с железом накапливался ванадий, который затем вошел в состав железистых силикатов. В осадках, состоящих из железистых силика-

тов и обломочного материала, в заметных количествах накапливались титан, кобальт, хром, медь и цирконий.

Средняя, складчато-метаморфическая стадия характеризуется: 1) некоторым накоплением в верхней терригенной, лагунной и молассовой формациях платины, золота, меди преимущественно среди песчано-конгломератовых пород; 2) концентрацией железа, меди, циркония и 3) накоплением в ультраосновных интрузиях хрома, никеля, меди.

Главным рудообразующим процессом этой стадии был динамотермальный метаморфизм, сопровождавшийся пластической и хрупкой деформацией горных пород. Метаморфизм привел к частичной или полной перекристаллизации терригенных осадков и к полной раскристаллизации хемогенных образований. В различных тектоно-физических условиях возникли породы разных ступеней метаморфизма: микросланцы, роговики, кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы. При этом широко проявилась метаморфическая дифференциация первичного вещества. Такие элементы, как железо и цирконий, не могли быть полностью использованы при породообразовании и составили самостоятельные скопления — месторождения в благоприятных структурно-тектонических условиях.

Железорудные месторождения сосредоточены в средней свите криворожской серии, где они представлены пластами бедных руд (джеспилитов и железистых роговиков), пластообразными залежами богатых руд осадочно-метаморфического генезиса и рудными столбами богатых руд метаморфического происхождения. Железорудные месторождения распространены во всех трех указанных структурно-фациальных зонах и составляют неоценимое богатство Украинского щита.

Циркониевые месторождения. Минеральный состав руд этих месторождений, представлен цирконом, апатитом и циртолитом, которые вкраплены в сланцы, сильно измененные в процессе щелочно-железистого метасоматоза. Остаются пока еще слабо изученными многочисленные проявления никеля в тальковых сланцах, а также платины, золота и меди в нижней и верхней терригенных свитах.

Особое значение в рудообразовании нижнепротерозойской эпохи имеет ультраметаморфизм, продукты которого представлены метасоматическими зонами микроклинитов, альбититов, эгиринов и карбонатов. Они приурочены к складчато-трещинным зонам, субсогласным с простиранием пород.

Поздняя — разрывно-интрузивная стадия характеризуется рудопроявлениями меди, хрома и никеля, связанных с малыми интрузиями ультраосновных пород (Девладово — б. Приворотняя и др.). Кроме того, изредка встречаются свинцово-цинковые жилы и прожилки, выполнившие поперечные трещины в породах криворожской серии. Они предположительно могут быть отнесены к собственно-гидротермальным образованиям, генетически связанным с одной из интрузий гранитов, завершающей третью стадию развития.

Верхнепротерозойская металлогеническая эпоха

К верхнепротерозойским образованиям на Украинском щите относится овручская серия, представленная конгломератами, кварцитами, пирофиллитовыми сланцами и пластовыми интрузиями кислого состава. Породы овручской серии залегают в виде очень пологой складки с субширотным простиранием. К этим породам тесно примыкают пержанские и осницкие граниты, имеющие активные контакты с породами овручской серии. Некоторые авторы рассматривают пержанские и осницкие граниты как продукты гранитизации Сущано-Пержанской зоны.

С образованиями верхнепротерозойского времени связана лишь вольфрам-оловянная и ниобиевая акцессорная минерализация.

К верхнепротерозойской эпохе, вероятно, следует относить и многие другие платформенные образования. Однако платформенное развитие Украинского щита происходило не только в верхнем протерозое, но и в палеозое, мезозое и кайнозое. С этим огромным периодом связано образование многих групп полезных ископаемых, но разделить их во времени не представляется возможным.

Известны, например, жилы супергенного происхождения, встреченные в глубинных зонах окисления в Криворожском бассейне; их возраст, определенный уран-свинцововым методом, 920—850 млн. лет. На глубине 300—400 *м* встречены вмытые в пористые окисленные породы и руды джеспилитовой формации, пыльца и споры визейского и нижнетретичного возраста, когда, вероятно, формировались глубинные зоны окисления.

Этот огромный период, от середины протерозоя до кайнозоя, ознаменовался образованием мощной коры выветривания и глубинных зон супергенно-измененных пород, глубина которых в складчатых поясах нижнего протерозоя достигает более 2 *км*.

В кайнозое значительная часть коры выветривания была смыта; сформировались крупнейшие россыпные и осадочные месторождения, а также образовалась новая, кайнозойская кора выветривания.

Кайнозойская металлогеническая эпоха

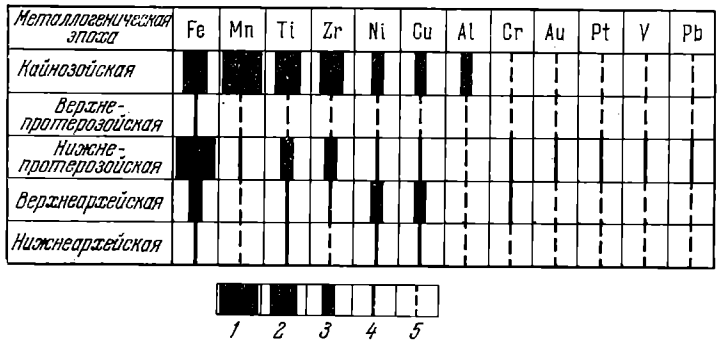
К этой металлогенической эпохе относятся многочисленные рудные месторождения, образовавшиеся в корах выветривания докембрийских пород, а также в кайнозойском осадочном чехле, покрывающем кристаллический фундамент Украинского щита.

Образование коры выветривания и глубинных зон супергенного изменения, как было указано, связано с большим по времени периодом, который завершился в кайнозое. Глубинные зоны супергенеза, хорошо изученные в Криворожском бассейне, Кременчуге, Малой Белозерке и некоторых других местах, образовывались в дотретичное время. Площадная кора выветривания, захватившая на различную глубину все породы кристаллического основания, образовалась в нижнетретичное время. Если глубинные зоны отличаются образованием дисперсного и мелкокристаллического гематита в результате разложения железистых карбонатов и силикатов (красная кора), то площадная кора характеризуется образованием гидроокислов железа (бурая кора). Глубинные зоны окисления необычайно широко захватили железистые породы и руды, благодаря чему образовались дисперсно-гематитовые, дисперсно-гематит-мартитовые и мартитовые руды в результате преобразования железисто-силикатных пород и метаморфических магнетитовых руд. Такие преобразованные и образованные в глубинных зонах супергенеза железные руды широко развиты на большинстве месторождений Криворожского бассейна, в Мало-Белозерском районе и в районе Кременчугской магнитной аномалии.

В площадной коре выветривания образуются бурожелезняковые железные шляпы и затем валунчатые руды, бокситы — при выветривании основных пород, медно-никелевые месторождения — при выветривании богатых сульфидами основных пород и никелевые месторождения — при выветривании ультраосновных пород. Кроме того, образуются многочисленные месторождения нерудных полезных ископаемых: каолины, пористые кварциты, глины и др.

Движение земной поверхности в пределах кристаллического фундамента обусловило смену континентальных и морских фаций, что привело к сложному чередованию пород различного литологического состава и сложному распределению в них рудных месторождений.

В конце мела — начале палеогена преобладал континентальный режим, благоприятствующий формированию бокситовых залежей в коре выветривания, а также богатых бокситами основных пород.



Фпг. 3. Схема распространения месторождений и рудопроявлений различных металлов по металлогеническим эпохам

1 — месторождения мирового значения, *2* — крупные месторождения, *3*—средние и мелкие месторождения, *4* — рудопроявления, *5* — месторождения и рудопроявления не встречены

В олигоцене происходило обмеление морского бассейна. В мелководных прибрежных участках, формировались крупные залежи окисных и карбонатных марганцевых руд, известных в Никопольском, Большом Токмакском и Ингулецком районах.

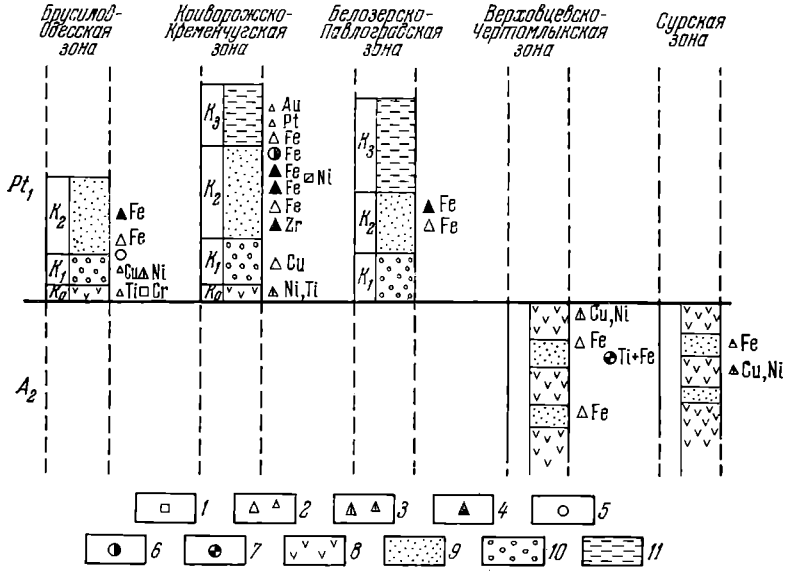
В конце олигоцена и в первую половину миоцена бассейн постепенно сокращался. В мелководном море и в древних речных долинах накапливались толщи белых кварцевых песков полтавской свиты, обогащенные рутилом, ильменитом и другими минералами вследствие размыва коры выветривания основных пород, в которой накапливались россыпи.

В позднем миоцене в результате трансгрессии сарматского моря также размывались металлоносная кора выветривания и россыпи третичного времени. Это привело к образованию в прибрежных морских песках мощных толщ концентратов тяжелых минералов. В мелководном киммерийском море формировались крупные железорудные месторождения Азово-Керченского железорудного бассейна. В плиоценовых и четвертичных речных долинах местами накапливались мощные аллювиальные осадки, содержащие редкие и рассеянные металлы. В эту эпоху образовались крупнейшие железорудные месторождения Азово-Керченского бассейна, мирового значения месторождения марганцевых руд Никопольского и Большого Токмакского бассейна и россыпное месторождение рутила, ильменита и циркона.

Рассмотренные металлогенические эпохи докембрия Украинского щита совершенно не однозначны по размерам и промышленной ценности месторождений, которые с ними связаны. Из пяти металлогенических эпох наиболее продуктивны нижнепротерозойская и кайнозойская, в меньшей степени — верхнеархейская. С этими эпохами связаны все известные в настоящее время промышленные месторождения Украинского щита и подавляющее большинство всех известных рудопроявлений.

Сравнительная схема распространения месторождений и рудопроявлений различных металлов по отдельным металлогеническим эпохам показана на фиг. 3.

Необычайно богата месторождениями железа нижнепротерозойская металлогеническая эпоха, в которую образовались крупнейшие месторождения богатых и бедных руд Криворожского бассейна, Малой Белозерки



Фиг. 4. Стратиграфическое положение месторождений и рудопроявлений различных генетических типов в архейских и нижнепротерозойских эпохах

Магматогенные: *1* — собственно магматические, метаморфогенные; *2* — осадочно-метаморфические; *3* — вулканогенно-метаморфические; *4* — метаморфические, ультраметаморфические; *5* — пегматитовые; *6* — гидротермальные; *7* — скарновые; *8* — вулканогенные формации; *9* — терригенно-хемогенные формации; *10* — терригенные формации; *11* — верхняя терригенная и лагунная формации. (Большие значки — месторождения, маленькие — рудопроявления)

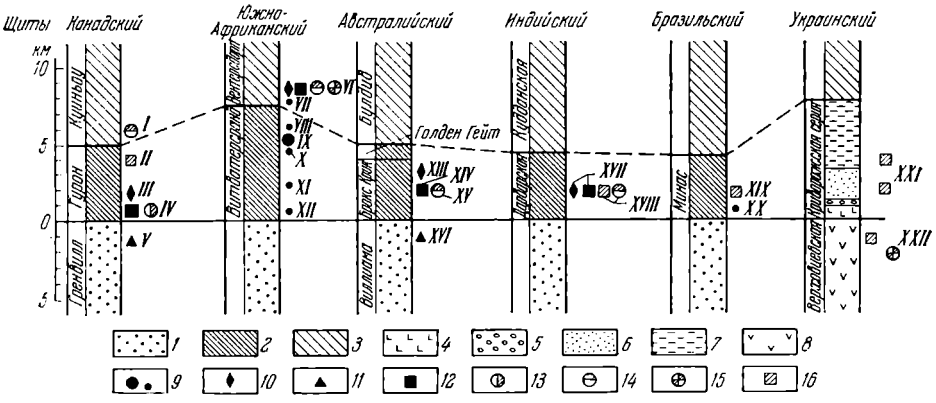
и Кременчугского района. К этой же эпохе относятся средние и мелкие месторождения циркония и титана. Геохимический тип этой эпохи может быть назван железным.

Значительно беднее месторождениями верхнеархейская металлогеническая эпоха, которая характеризуется образованием мелких и средних месторождений железных руд. Несомненно также наличие медных и медно-никелевых руд в метаморфизованных эффузивах, хотя они еще не разведаны и запасы их не оценены. Эту эпоху можно отнести к медно-железному геохимическому типу.

Стратиграфическое положение различных генетических типов месторождений в докембрии показано на фиг. 4. Первая, наиболее общая закономерность состоит в том, что все месторождения различных металлов и генетических типов докембрийского возраста образовались на рубеже верхнего архея и нижнего протерозоя. По абсолютному возрасту это соответствует интервалу времени от 2700—2600 до 2200—2000 млн. лет, т. е. образование их происходило в течение 500—600 млн. лет, отвечающих одному из докембрийских мегациклов. В катархейский и верхнепро-

терозойский периоды не происходило сколько-нибудь значительного рудообразования.

Второе закономерное явление — размещение различных генетических типов месторождений. Так, к верхнему архею приурочены небольшие по масштабам осадочно-метаморфические и вулканогенно-метаморфические



Фиг. 5. Стратиграфическое положение месторождений в докембрийских щитах (по М. М. Константинову с добавлениями авторов)

1 — архей, *2* — нижний протерозой, *3* — верхний протерозой, *4* — эффузивная свита ($К_0$), *5* — нижняя терригенная свита ($К_1$), *6* — средняя хемогенно-терригенная свита ($К_2$), *7* — верхнетерригенная свита ($К_3$), *8* — верховцевская серия верхнего архея, *9* — месторождения урана — осадочные, *10* — *12* — месторождения урана (*10* — гидротермальные, *11* — пегматитовые, *12* — метаморфогенные), *13* — месторождения тория, *14* — месторождения меди, *15* — месторождения кобальта, *16* — месторождения железа. Месторождения и рудопроявления: *I*—Верхнее озеро, *II* — Медвежье озеро, *III* — Атабаска, *IV*—Блайнд Ривер, *V* — Банкрофт, *VI* — Северная Родезия, *VII* — Эльсбург риф, *VIII* — Кимберлей, *IX* — Брид, *X* — Майн, *XI* — Говермент, *XII* — Доминион, *XIII* — Маунт Айза, *XIV* — Катерин, *XV* — Дарвин, *XVI* — Радиум Хилл, *XVII* — Сингбхум, *XVIII* — Аравалли, *XIX* — Итабиро, *XX* — Минас Жераес, *XXI* — Криворожская зона, *XXII* — Верховцево-Чертомлыкская зона

месторождения, тогда как в нижнем протерозое, и особенно в первых 1500 *м* толщи осадочно-метаморфических пород сосредоточены все наиболее значительные месторождения докембрия. Здесь размещены все месторождения богатых железных руд, подавляющее большинство месторождений бедных железных руд, месторождения циркония и большое количество различных рудопроявлений.

К нижнему протерозою приурочены почти все месторождения железа на Канадском щите, а также в Южно-Африканском, Австралийском, Индийском и Бразильском щитах (фиг. 5). К серии гурон на Канадском щите приурочены урановые месторождения Блайнд Ривер, Атабаска, Медвежье озеро осадочно-метаморфического, гидротермального и пегматитового генезиса. В этой же серии располагаются крупные железорудные месторождения Верхнего озера.

В Южно-Африканском щите к нижнему протерозою — свите Витватерсранд приурочены урановые месторождения Бирд, р. Конго, Северной Родезии и др. Аналогичная закономерность наблюдается также в Австралийском, Индийском и Бразильском щитах.

Из изложенного выше видно, что складчатые зоны метаморфических пород нижнего протерозоя играют значительную роль в металлогении земной коры. В осадочных и эффузивных породах этих зон происходило

накопление различных металлов, которые впоследствии, при метаморфических процессах, концентрировались в месторождения.

Необычайную рудоносность пород нижнего протерозоя можно объяснить благоприятным совпадением многих природных факторов, главнейшие из которых следующие.

1. Интенсивная вулканическая деятельность в предшествующий период, т. е. в верхнеархейскую стадию, приуроченная к зонам глубинных разломов и геосинклинальных рвов, по которым вулканический материал легко поставлялся через относительно маломощную архейскую кору. В результате этого были накоплены колоссальной мощности толщи эффузивов, богатых железом, магнием и алюминием.

2. Зарождение интенсивной жизни на Земле в начале протерозоя, вызванное резким повышением содержания кислорода в атмосфере и литосфере. В связи с этим такие элементы, как железо, поступавшие в больших количествах в протерозойское море, соединялись с кислородом и выпадали в нерастворимый осадок в виде гидроокислов и окислов. В свою очередь закисное железо восстанавливало шестивалентный уран до четырехвалентного и вытесняло его из раствора. Накоплению железа также способствовало отсутствие осадочного покрова, благодаря чему интенсивно шло химическое разложение эффузивов и из них выносились железо и другие элементы.

3. Наличие мощных толщ эффузивов, определившее отложение в них меди, никеля, кобальта — типичных металлов для основных вулканогенных пород.

4. Метаморфические процессы, которые вызывали подвижность элементов и скопление их в благоприятных физико-химических условиях.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

После рассмотрения истории геологического развития и металлогении сделаем попытку выяснить некоторые общие закономерности образования рудных месторождений в докембрии Украинского щита.

Известно, что образование эндогенных рудных месторождений в послекембрийских подвижных зонах генетически и пространственно геологи связывают с последовательным внедрением различных по составу магм в ходе геологического развития подвижной зоны (С. С. Смирнов, 1937; Билибин, 1955; Твалчрелидзе, 1962, 1963; В. И. Смирнов, 1963 и многие другие).

В. И. Смирнов (1963) наиболее отчетливо выразил общее мнение об образовании рудных месторождений в подвижных зонах. Он полагает, что образование различных месторождений обусловлено последовательным внедрением родоначальных магм различного состава в ходе превращения мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область. Изверженные породы различного состава и ассоциированные с ними месторождения в складчатых областях связаны с различной глубиной зарождения первичных магматических очагов.

В наиболее ранние периоды развития вдоль тектонических рвов геосинклинального ложа возникли интрузивы перидотитовых и габбро-пироксенитовых пород, с которыми генетически связаны месторождения хромитов, платиноидов и титаномагнетитов. Затем наблюдается выполнение тектонических рвов вулканогенными породами и интрузии плагиоклазовых гранитов с колчеданными и скарновыми месторождениями железа и меди.

В среднюю стадию развития для периферических частей зон характерны внедрения гранодиоритов, сопровождающиеся образованием скар-

новых месторождений руд цветных и редких металлов. Для внутренних частей геосинклиналей в ту же стадию типичны аляскитовые граниты с пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами, несущими редкие металлы.

Металлогения каждой подвижной зоны обусловлена деталями ее геологического строения и общей направленностью геосинклинального развития.

Образование эндогенных рудных месторождений в подвижных зонах также генетически связывается с интрузиями, возникшими в ходе развития подвижной зоны.

Эта главная закономерность образования и размещения месторождений, установленная для послекембрийских подвижных зон, была механически перенесена и на кристаллические щиты. По этой причине образование и размещение эндогенных месторождений в Украинском и других щитах до самого последнего времени также генетически связывались с интрузивами различного состава. Все месторождения относились к группе магматогенных, и их поиски соответственно проводились в зонах развития интрузивных массивов.

Однако для Украинского щита не подтвердилась в подавляющем большинстве случаев генетическая и пространственная связь месторождений с интрузиями за исключением частных случаев, где устанавливается такая связь с интрузиями ультраосновного и щелочного состава.

Металлогения Украинского щита закономерно и причинно связана с литологией докембрийских терригенных, хемогенных и вулканогенных формаций и дифференциацией элементов, вызванной процессами метаморфизма.

В начальную и раннюю стадии происходит накопление металлов в осадочно-вулканогенных и терригенно-хемогенных образованиях, а в средние стадии осуществляется концентрация рудных элементов и образование метаморфических и постгранитизационных месторождений. Известны также собственно магматические месторождения и рудопроявления хромитов, никеля, меди и редких металлов, связанные с ультраосновными и щелочными интрузивами первых и последних стадий развития. Рудообразование поздних стадий, которое можно связывать с гранитными интрузиями, не играет существенной роли и представлено единичными рудопроявлениями.

Наибольшее металлогеническое значение имеет нижнепротерозойский цикл развития с наиболее полным набором осадочно-вулканогенных формаций и развитым метаморфизмом различных ступеней.

В начальные этапы развития подвижных зон в вулканических породах накапливаются медь, никель, кобальт, хром, в терригенных осадках — медь, титан, золото, платина, в хемогенных и хемогенно-вулканических — железо и, в меньшей степени, ванадий.

С метаморфическими процессами связано образование: а) осадочно-метаморфических месторождений железа (железистые роговики и джеспилиты) и рудопроявлений меди, хрома, платины, циркона и титана в песчаниках и конгломератах; б) метаморфических месторождений гематит-магнетитовых, силикатно-магнетитовых, медных и медно-никелевых руд, а также месторождений графита, мрамора, корунда, силлиманита и др.

С ультраметаморфическими процессами связана интенсивная миграция железа, титана, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка и других элементов из полей интенсивной гранитизации в области, слабо затронутые или незатронутые гранитизацией. Гранитизация вызвала процесс магнезиально-железистого и щелочно-углекислого метасоматоза, с

которым генетически связано возникновение рудных скоплений и месторождений титаномагнетитовых, редкометальных и других руд. Выделяется большая генетическая группа гранитизационных месторождений, которые можно подразделить на: 1) мигматитовые, 2) псевдоскарновые, 3) гидротермальные, 4) пегматоидные. При этом наблюдается, что в условиях относительно низких ступеней метаморфизма метаморфическая дифференциация осуществлялась в более или менее ограниченных масштабах, захватывая отдельные свиты, горизонты или даже пласты. По этой причине мы наблюдаем в общем перемещение небольшой части металлов, измеряемое несколькими процентами от общего их содержания в породах.

Ультраметаморфизм вызвал грандиозные перемещения материала. Вероятно, при этом восходящие потоки энергии с помощью растворов перемещали в области слабого метаморфизма большие массы металлов и других элементов и в благоприятных структурно-литологических условиях образовывали рудные скопления.

С интрузивными породами связаны месторождения хромитов и силикатного никеля, а также рудопроявления кобальта, титана, титаномагнетитов и некоторых редких металлов. Кроме того, многие интрузивы явились источником россыпных месторождений в породах рыхлого чехла (Ti, Sn, Zr и др.). Продукты типичной гидротермальной деятельности, связанной с интрузиями гранитов, либо отсутствуют, либо их проявления играют второстепенную роль.

Наибольшее металлогеническое значение из всех тектонических элементов геосинклиналей имеют внутренние геосинклинальные зоны, сложенные терригенными и хемогенными осадками большой мощности. Меньшее, но значительное место в металлогении занимают зоны геосинклинальных рвов. Наибольшие концентрации металлов с образованием месторождений железа, меди и циркония наблюдаются в участках проявления метаморфизма средних и высоких степеней. Ультраметаморфизм и гранитизация осадочных и вулканогенных пород приводят к тотальному выносу рудных компонентов (Fe, Co, Ni, Cu, Zn и др.) и к скоплению их только во внешних зонах складчато-трещинных метаморфических пород.

Характер и размещение месторождений различных металлов находятся в прямой зависимости от состава вмещающих пород, метаморфизма и тектонической структуры. Так, с породами джеспилитовой формации связаны железорудные месторождения, а с эффузивно-осадочными — медно-никелевые и кобальтовые месторождения и рудопроявления. Для песчано-конгломератовых формаций характерны месторождения меди, золота и других металлов. Проявляется зависимость концентрации различных металлов не только от первичного состава пород, но и от подвижности элементов, вызываемой метаморфизмом и гранитизацией. Так, например, гранитизация и образование мигматитов из пород джеспилитовой формации сопровождается выносом железа, магния и кальция в зону слабоизмененных расслоенных пород фронта гранитизации. В связи с этим в расслоенных породах, в экзоконтакте гранитизации, образуются титаномагнетитовые и медные месторождения.

Наиболее металлоносны сложноскладчатые комплексы метаморфических пород. По мере развития гранитизации (до возникновения полей мигматитов и анатектитов) металлоносность их снижается и практически исчезает.

Наибольшее количество месторождений и рудопроявлений различных металлов приурочено к узким сложным синклинориям, развившимся из внутренних геосинклиналей нижнего протерозоя. Они сложены осадоч-

ными и вулканогенно-осадочными породами в различной степени метаморфизованными. Для таких зон особенно характерны месторождения железа, меди, циркония и многих других металлов.

Следующими по интенсивности концентрации оруденения являются незатронутые активизацией узкие складчатые зоны, преимущественно эффузивных пород, развившихся из геосинклинальных рвов верхнеархейского цикла. Для них характерны месторождения и рудопроявления меди, железа и титана.

Малорудны или безрудны зоны срединных массивов нижнепротерозойской геосинклинальной области, развившиеся из внутренних геосинклинальных зон верхнеархейского цикла, сложенные преимущественно мигматитами, анатектитами и гранитами.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Приведенное выше описание металлогенических эпох Украинского щита дает возможность наметить металлогенические провинции, области и зоны.

Металлогеническое районирование Украинского щита проводилось с учетом распространения узких нижнепротерозойских складчатых зон, развившихся из субгеосинклиналей, а также относительно узких зон, сложенных вулканогенными породами, развившихся из геосинклинальных рвов верхнеархейского цикла геосинклинали. Учитывалось территориальное распространение образований различных металлогенических эпох в Украинском щите, а также принятые общие принципы и терминология металлогенического районирования (Орлова, Шаталов, 1959). Все это позволило авторам предложить схему выделения различных металлогенических единиц для кристаллических щитов с учетом особенностей их геологического развития и образования рудных месторождений.

В пределах Украинского щита подавляющее большинство всех месторождений верхнеархейского и нижнепротерозойского возраста концентрируется в относительно небольшой Приднепровской части щита и менее значительная часть месторождений — в западной части щита, в районе среднего течения р. Буг и на Волыни. Отдельные месторождения размещаются в Приазовском районе.

В каждом из этих районов имеются месторождения, относящиеся к различным металлогеническим эпохам. При этом некоторые металлы являются «сквозными»: они образуют месторождения разных генетических типов во всех металлогенических эпохах.

Наиболее показательно в этом отношении железо, которое образует осадочно-метаморфические месторождения в вулканогенно-джеспилитовой формации верхнего архея, метаморфические и осадочно-метаморфические месторождения в джеспилитовой формации нижнего протерозоя, титаномагнетитовые гранитизационные месторождения в нижнем протерозое и осадочные месторождения палеогенового возраста.

Объяснение этого не всегда можно видеть в регенерации древних месторождений, так как иногда они выступают в совершенно разных генетических типах.

На территории Украинского щита выделяются следующие металлогенические подразделения (см. фиг. 1):

1) Днепровская железорудная металлогеническая провинция,
2) Брусилов-Одесская металлогеническая зона,
3) Приазовская щелочно-редкометальная металлогеническая область.

Днепровская железорудная металлогеническая провинция

Днепровская провинция располагается в центральной части щита; восточная ее граница проходит в меридиональном направлении в Центральном Приазовье по восточной границе протерозойских пород, западная — по меридиану г. Кировограда. На территории железорудной провинции расположены крупнейшие месторождения железных руд Криворожского бассейна, месторождения титана и циркония, а также месторождения никеля, алюминия, меди и многочисленные рудопроявления полиметаллов и редких металлов. Все эти месторождения образовались в основном в нижнепротерозойскую эпоху, меньшая часть — в верхнеархейскую и кайнозойскую эпохи.

Месторождения архея и протерозоя относятся к группе метаморфогенных, для кайнозоя характерны россыпные месторождения и месторождения, связанные с корой выветривания.

На основании принципов металлогенического районирования на территории железорудной провинции выделяются структурно-металлогенические зоны, а в их пределах — рудные пояса, рудные зоны и рудные поля. Выделено шесть крупных структурно-металлогенических подразделений, характеризующиеся определенными фациальными, литологическими и структурными особенностями, а также развитием пород различных ступеней метаморфизма и гранитизации. Выделенные зоны отличаются комплексом характерных месторождений и рудопроявлений.

Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона. Расположена на западной окраине провинции и представляет собой синклинорий, развившийся из нижнепротерозойской субгеосинклинали, сложенной метаморфическими породами. Зона характеризуется наиболее мощным развитием джеспилитовой формации, которая располагается среди терригенных формаций. Породы этих формаций смяты в сжатые, опрокинутые на восток складки глубокого заложения. По простиранию этой зоны наблюдаются два участка, где породы джеспилитовой формации достигают мощности 1200—2000 *м* (Саксаганский и Галещинский). В этих местах установлено погружение складок на глубину, превышающую 2000—2500 *м*. Участки с большой мощностью джеспилитовой формации развились из интрагеосинклиналей нижнепротерозойской субгеосинклинали. К ним приурочена подавляющая часть богатых и бедных промышленных месторождений железных руд Украины.

Внутри Криворожско-Кременчугской зоны выделяются рудные пояса:

Криворожско-Кременчугский железорудный пояс, охватывающий метаморфогенные месторождения бедных и богатых железных руд, расположенных в пределах джеспилитовой формации.

Сульфидно-железорудный пояс верхней свиты, характеризующийся развитием осадочно-метаморфических месторождений железа, приуроченных к нижней части верхней свиты, и сульфидных рудопроявлений с полиметаллической, медной и редкометальной минерализацией.

Сульфидно-циркониевый пояс акцессорной минерализации нижней свиты с относительно широким развитием циркона, сульфидов железа и меди среди песчаников и конгломератов.

Ингулецкий пояс сульфидной и железо-титановой минерализации с титаномагнетитовыми и сульфидно-медными рудопроявлениями.

Верховцево-Никопольская структурно-металлогеническая зона — в центральной части железорудной провинции. На территории этой области

развиты две относительно узкие зоны — Верховцево-Чартомлыкская и Сурская, развившиеся из геосинклинальных рвов верхнеархейского цикла развития геосинклинали. Они сложены мощными вулканогенными породами с подчиненными слоями терригенных и хемогенных образований. С джеспилит-вулканогенной свитой здесь связаны месторождения бедных железных руд, с вулканогенными породами — сульфиды меди, никеля, кобальта и других металлов.

Белозерско-Запорожско-Павлоградская структурно-металлогеническая зона — на восточной окраине железорудной провинции. Она включает метаморфические породы и мигматиты, развитые широким поясом, охватывающим Белозерско-Конкско-Павлоградскую и примыкающую к ней с востока Орехово-Павлоградскую полосы. Здесь также развита джеспилитовая формация, хотя мощность ее меньше, чем в Криворожско-Кременчугской полосе. К ней приурочены месторождения богатых железных руд Белозерского района и ряд месторождений бедных (джеспилитовых) руд.

Западно-Приазовская железорудная металлогеническая зона. Представлена преимущественно железорудными месторождениями — Корсак Могилы, Каменной Могилы и Мангушского рудного района, а также некоторыми месторождениями редких металлов, связанных с пегматитами.

Азово-Керченская фациально-металлогеническая железорудная область. Расположена за пределами кристаллического щита на Керченском полуострове и Приазовье. Железорудные месторождения представлены пластами оолитовых бурых железняков киммерийского возраста.

Никополь-Токмакская фациально-металлогеническая область кайнозойской эпохи. Расположена в южной части железорудной провинции в пределах Ингулецкого, Никопольского и Большого Токмакского районов. К ней относятся месторождения марганцево-карбонатных руд, развитых преимущественно в Большом Токмакском районе, и марганцево-окисных руд — в Никопольском и Ингулецком районах.

Брусилов-Одесская металлогеническая зона

Эта зона расположена в западной части Украинского щита. Представляет собой широкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся через весь щит от г. Брусилова на севере до среднего течения р. Буг и далее на юг до г. Одессы. Подвижная складчато-фациальная зона, развившаяся из субгеосинклинали нижнепротерозойского цикла развития геосинклинали Украинского щита. В отличие от других аналогичных зон, породы, слагающие эту зону, подверглись интенсивной гранитизации; по этой причине метаморфические породы сохранились лишь в виде останцев различных размеров среди мигматитов и анатектитов. В составе Володарской и Березнянской аномалий и в Побужье встречены пласты железистых роговиков, чередующихся с кристаллическими сланцами (джеспилитовая формация), а также метабазиты, безрудные кварциты, графититовые сланцы, метапесчаники и графитовые гнейсы.

Приазовская щелочно-редкометальная металлогеническая область

Эта очень сложная и интересная в геологическом отношении область располагается в восточной части Приазовского кристаллического массива. Металлогения области тесно связана с интрузиями щелочных пород и гранитов. Здесь вскрыты и изучены комплексные редкометальные месторождения, которые генетически связаны с интрузиями щелочных сиенитов. Особенность металлогении этих интрузивов состоит в том, что месторож-

дения формируются в пределах самих щелочных плутонов, где они закономерно располагаются по внутренним структурным элементам массивов. Плутоны щелочных пород имеют протерозойский и палеозойский возраст; первые располагаются на пересечениях разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте, вторые — палеозойские, связаны с грабен-горстовым типом строения стыка кристаллического фундамента с палеозоем Донбасса (Царовский, 1960).

Такая же металлоносность характерна для обнаруженного в последние годы щелочного интрузива в районе г. Павлограда (Тырсянский), расположенного на границе щита с Днепровско-Донецкой впадиной.

Зона пегматитовых и гидротермальных жил, несущих медь, расположена к северу от г. Бердянска, в районе сел Андреевки и Елисеевки. К этому же типу, вероятно, следует отнести Петровско-Гнутовскую зону гидротермального оруденения, включающую проявления галенита и флюорита.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Своеобразие геологической истории и процессов миграции металлов в докембрии предопределяет ряд специфических приемов в изучении металлогении щитов. Главным итогом такого изучения являются, как известно, металлогенические и прогнозные карты. Эти карты кристаллических щитов или отдельных его регионов должны наглядно отражать закономерности геологического развития и размещения рудных комплексов. Основой металлогенических карт служат структурно-геологические карты средних и крупных масштабов, отражающие историю геологического развития территории. Металлогеническая карта создается при творческом совмещении карты полезных ископаемых и специальной структурно-геологической карты с целью дать наглядное изображение закономерностей пространственного размещения месторождений различных генетических типов и различных рудных формаций на структурно-геологической основе.

Однако во многих случаях, особенно для щитов, нет таких тектонических или структурно-геологических карт, которые можно было бы без существенных дополнений использовать для составления металлогенических карт. Поэтому составлению обзорных металлогенических карт масштаба 1 : 1 000 000 — 1 : 2 000 000 должны предшествовать следующие дополнительные геологические и металлогенические исследования.

1. Обобщение материалов по истории осадконакопления и геотектонических движений с выделением различных по возрасту подвижных зон и платформ. Выделение в их пределах характерных осадочных или осадочно-вулканогенных комплексов (геосинклинальных формаций) с приуроченными к ним рудными концентрациями, которые возникли в процессе седиментации, диагенеза и пр. При последующей детализации в изучении формаций должны быть выделены стратиграфические единицы (серии, свиты) с показом фациальной изменчивости внутри них в вертикальном разрезе и на площади.

2. Выделение частей подвижных зон и срединных массивов по структурным и фациально-формационным признакам, т. е. по типу складчатости, наклону осевых плоскостей, полноте и составу геосинклинальных формаций. Особенно большое значение имеют глубинные долгоживущие разломы, которые одновременно с интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями предопределяют мощность формаций и специфику седиментационного рудонакопления.

3. Определение наличия инверсии геосинклинальных условий и форм, а также блоковых перемещений, что определяет интенсивность ультраме-

таморфизма и гранитизации и указывает на возможность сохранности относительно менее метаморфизованных осадков, которые вмещают рудные концентрации. При этом районы, сложенные молодыми (хоть и гранитизированными) образованиями, должны быть отделены от областей древнейшего (катархейского) кристаллического основания.

4. Изучение эпох и стадий гранитизации и ультраметаморфизма с помощью петрографических методов и определений абсолютного возраста Одновременно должны быть выделены зоны диафтореза, в которых наиболее благоприятны рудные концентрации, непосредственно увязывающиеся с процессом гранитизации.

5. Изучение собственно интрузивных образований и их роли в металлогении.

6. Изучение осадочного покрова на щите — фациальных зон различных эпох, областей сноса и накопления наиболее молодых осадочных рудных концентраций, месторождений коры выветривания, россыпей, инфильтрационных и сорбционных накоплений.

Особенно важны для условий Украины исследования глубинных структур и непосредственного взаимоположения отдельных «сквозных» толщ пород. При независимом (от стратиграфической последовательности) развитии фаций метаморфизма и ультраметаморфизма только объективные структурные данные позволяют приблизиться к пониманию истинных взаимоотношений геосинклинальных формаций, их частей, а также проявлений гранитизации. Следует подчеркнуть ведущую роль геофизических наблюдений в изучении структур, так как в условиях малой обнаженности только они обеспечивают непрерывное прослеживание, а не безграничную экстраполяцию структур, как это часто допускается при геологических съемках закрытых районов.

На составленной структурно-геологической карте в результате обобщения геологических, геофизических, металлогенических, и, по возможности, геохимических данных должна быть рудная нагрузка — сведения о месторождениях, рудопроявлениях, минерализации.

Законченная обзорная металлогеническая карта должна отражать следующие данные:

1. Распространение подвижных зон различных тектонических циклов — площади развития геосинклинальных формаций с особым выделением тех из них, которые содержат рудные месторождения. Последние должны быть подразделены на генетические типы.

2. Распространение различных фаций метаморфизма, ультраметаморфизма и типов гранитов («метасоматических», реоморфических, палингенных, собственно интрузивных), а также основных и ультраосновных интрузий. Должны быть показаны различные генетические типы месторождений, связанные с этими образованиями,— собственно магматогенные, гидротермальные, «псевдогидротермальные» и др.

3. Положение разломов, расклассифицированных по времени их заложения и возобновления (особенно глубинные разломы), а также по их рудоносности.

4. Положение зон развития различных типов кор выветривания (площадная, линейная, каолиновая и т. п.), особенно зоны глубинного окисления с приуроченными к ним месторождениями.

5. Распространение фаций осадочного чехла, обобщенных в рудные формации по типам содержащихся в них рудных концентраций.

6. Металлогенические подразделения с их специализацией — провинции, зоны, пояса и т. д.

Карты для коры выветривания и особенно для осадочного чехла могут составляться и особо, но все же желательно их объединение, так как в ряде

случаев концентрации руд в докембрии могут быть установлены по осадочным (вторичным) концентрациям.

Детальные крупномасштабные металлогенические карты масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000 составляются для поисковых и разведочных целей в рудных районах (поясах) или металлогенических зонах. Основное назначение таких карт — отражение всех факторов, контролирующих распространение оруденения, поисковых критериев и признаков руд, возможных в данном районе. Основой служит геолого-структурная карта, на которой должны быть выделены все свиты, особенно рудовмещающие или благоприятные для осаждения руд, а также все структурные элементы, в первую очередь дизъюнктивные, подразделяемые по достоверности выделения, возрасту, характеру минерализации, возобновляемости и т. д.

Для условий щитов, обычно перекрытых осадочным чехлом различной мощности, составление таких карт немыслимо без использования материалов детальных геофизических работ. Из практики работ на Украинском щите наиболее обширная информация о структуре получается при совместном рассмотрении материалов магнитометрической съемки масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000, гравиметрической или вариометрической съемки масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000 и электроразведочных данных (электрозондирование и электропрофилирование). Интерпретация результатов должна осуществляться с применением ряда приемов, например, прослеживания линий простирания по графикам T_a или Z_a, учета остаточных гравиметрических и магнитных аномалий, рассмотрение сочетаний осей максимумов и минимумов, составление пластовых карт на основе математической (в том числе машинной) обработки и т. д. Вся интерпретация должна надежно опираться на параметрические исследования по обнажениям и скважинам. Для составления основы металлогенических карт можно рекомендовать следующий порядок работ:

1) построение структурной схемы по геофизическим данным;

2) насыщение этой схемы геологическими данными, особенно параметрическими;

3) обобщение геохимических данных с выделением характерных литолого-геохимических зон (горизонтов со специфическим геохимическим фоном);

4) реконструирование «сквозных» свит и формаций по структурным, геохимическим признакам и останцам метаморфических пород;

5) выделение образований различных степеней метаморфизма и гранитизации разных стадий;

6) составление геологической карты с отражением соотношений свит, пликативных и дизъюнктивных структур, интрузивных тел и комплексов, зон метаморфизма по его ступеням, гранитизационных образований натриевой, калий-натриевой и калиевой стадии, а также более поздних проявлений калий-кремниевого, натриевого и других видов метасоматоза или жильной минерализации;

7) наложение рудной нагрузки, т. е. различных типов месторождений, рудопроявлений и минерализованных точек в увязке их с метасоматической, гидротермальной, первично-осадочной или метаморфической минерализацией и зональностью;

8) подчеркивание поисковых критериев и признаков, в том числе геохимических (первичных и вторичных) и гидрохимических ореолов, а также горизонтов-осадителей и экранирующих поверхностей.

Все эти операции необходимо выполнять на основе глубокого анализа фактического материала с составлением вспомогательных карт — геофизических, литолого-фациальных, палеогеографических, геохимических и др. При этом проводится изучение метаморфизма пород, связи его типов

(а также оруденения) с тектоническими, магматическими и гранитизационными процессами, роли разломов (в частности, глубинных) в формировании толщ и структур, а также в контроле рудоносности.

Составленная таким образом карта любой детальности будет иметь все еще характер карты фактов, а для превращения ее в металлогеническую необходимо провести металлогенический анализ.

Металлогенический анализ состоит в том, что для данной территории устанавливаются специфические закономерности распределения месторождений и рудопроявлений во времени и в пространстве в соответствии с общим ходом истории геологического развития региона. При этом выявляется генетическая связь различных месторождений с фациями первичных осадков, тектоническими структурами, метаморфизмом, гранитизацией и интрузиями (гидротермальными процессами).

Для каждого типа месторождений выделяются решающие факторы, определившие условия образования и размещения, а также второстепенные факторы, которые лишь в какой-то степени влияли на формирование минеральных ассоциаций или на условия их залегания. Так, для железных руд Криворожского бассейна главным фактором является развитие железисто-кремнистых пород, которые образовались осадочным путем и вследствие динамотермального метаморфизма превратились в кварц-магнетитовые роговики и джеспилиты. Богатые мартитовые руды образовались среди железистых роговиков в период метаморфизма (магнетитовые руды), а также в результате последующего изменения последних и обогащения роговиков в условиях древней коры выветривания. Кроме выявления факторов рудообразования, определяются структурно-литологические закономерности размещения всех известных в районе минеральных ассоциаций, а также рубежи их возникновения на фоне истории геологического развития региона.

Проведенный металлогенический анализ дает возможность составить объединенную схему геологического развития и металлогении рассматриваемого района, которую нужно изобразить в табличной и графической форме. В табличной схеме желательно показать:

1. Историю геологического развития складчатой области в геосинклинальный и платформенный периоды. Геосинклинальный период в свою очередь может быть подразделен на начальный, средний и поздний этапы развития. При этом желательно выделить специфические внутригеосинклинальные зоны — краевые прогибы, рвы, внутренние зоны (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали по В. В. Белоусову, 1962), периферические части и другие подразделения, для которых комплекс осадков и особенно металлов может быть различен.

2. Характер тектонических движений и образование осадочных и вулканогенных формаций, а также магматизм начального и раннего этапов (собственно геосинклиналь) развития всех выделенных зон.

3. Развитие метаморфизма и гранитизации, сопровождающееся преобразованием осадков в метаморфические породы и возникновением рудных комплексов, характерных для среднего этапа развития (мобильный складчатый пояс).

4. Возникновение и развитие разломных структур, интрузий гранитоидов и основных пород, а также рудных комплексов гидротермального генезиса в поздние этапы развития (слабомобильный складчатый пояс).

5. Образование месторождений коры выветривания, россыпных и осадочных месторождений в платформенный период развития.

В схемах (таблице или графике) должны быть выделены основные рудные пояса и зоны, а также пояса и зоны с повышенной металлоносностью или минерализацией.

Итогом металлогенического анализа является выделение сообществ металлов (руд), сложившихся в ходе геологической истории и подчиненных общим закономерностям в своем распространении. Это изображается на карте фактов в виде металлогенических зон, рудных поясов, полей, а также зон рудной минерализации. В результате этого карта приобретает качественно иной характер, становится металлогенической, т. е. отражающей закономерный характер распределения руд. Металлогенические карты с подчеркнутыми поисковыми критериями могут быть использованы для прогнозирования новых месторождений. Для этого необходимо дополнительно оценить достоверность металлогенических данных и поисковых критериев, а также степень разведанности (опоискованности) различных частей территории.

Прогнозная карта составляется на основе установленных закономерностей размещения тех или иных месторождений, а также фактических данных о наличии рудопроявлений, складчатых зон, разломов, зон специфического изменения пород. На этой основе во многих случаях можно с различной степенью уверенности выделить перспективные участки для постановки поисковых работ. Однако надежное определение таких участков прогноза, особенно для скрытых (слепых) рудных тел и месторождений, может быть успешным только при правильном понимании естественно-исторических особенностей их формирования, находящих отражение в поисковых критериях. Поэтому для уверенного выделения прогнозных участков необходимо опираться на наличие в данном районе установленных для этого типа рудных комплексов поисковых критериев и индикаторов слепых рудных залежей и месторождений.

Выделение прогнозных участков (т. е. участков, перспективных для обнаружения новых месторождений) целесообразно проводить, исходя из степени уверенности в получении благоприятных результатов. Для этого перспективные участки подразделяются на несколько категорий. Так, если единичными скважинами прослеживается мощная свита железисто-сланцевых пород (роговиков и джеспилитов) и выявлена их сложноскладчатая структура при наличии благоприятных минералого-петрографических признаков и максимумов магнитного и гравитационного полей, то эти данные дают основание прогнозировать возможность обнаружения на этих участках крупных (с запасами в сотни миллионов тонн) железорудных месторождений. Если же железистые породы хотя и имеют большое протяжение, но маломощны (10—20 *м*) и к тому же залегают среди эффузивов, то такие участки не имеют значительных железорудных месторождений.

Таким образом, целесообразно, а для практических работ необходимо, выделять по степени перспективности или обоснованности прогноза участки первой, второй и третьей очереди.

К первой очереди должны относиться районы или участки, примыкающие к промышленным месторождениям, перспективные в отношении новых крупных рудных тел или месторождений. Это обосновывается теоретическими предпосылками, а наличие рудной и обогащенной минерализации подтверждается фактическими данными.

К участкам второй очереди следует относить такие, на которых по всей сумме характерных признаков и условиям геологического развития могут быть месторождения, однако из-за недостаточной разведанности не подтверждаются рудопроявления или характерная сопутствующая минерализация.

К участкам третьей очереди рекомендуется относить такие, на которых имеется возможность ожидать наличие рудных месторождений определенного типа по небольшому количеству или одному из признаков. Например, такие участки могут быть выделены по наличию определенных интрузий,

рудоносных в других районах, или по развитию литологически благоприятного горизонта, но при отсутствии данных по всем другим важным признакам и критериям.

В соответствии с категорией участков можно рекомендовать те или иные комплексы поисковых работ. Так, на участках первой очереди могут быть поставлены поисково-разведочные работы, отвечающие масштабу карты, без проведения каких-либо предварительных исследований. Участки второй очереди должны подвергаться контрольному бурению с целью установления предполагаемой рудной минерализации и перевода их в разряд участков первой очереди. На участках третьей очереди необходимо поставить детальное геологическое картирование с целью их разбраковки и выделения полей первой и второй очереди.

Прогнозная карта составляется на кальке, накладываемой на металлогеническую. На прогнозной карте должны быть показаны контуры перспективных участков различной достоверности и возможные размеры месторождений, ожидаемых на этих участках. Прогнозная карта самостоятельного значения не имеет и является частью металлогенической карты.

ВЫВОДЫ

1. Для изучения металлогении докембрийских щитов требуется прежде всего воссоздать историю формирования кристаллического фундамента, который претерпел длительное геосинклинальное развитие в условиях относительно маломощной коры, своеобразного химизма вод и атмосферы, а также последующий глубокий метаморфизм и ультраметаморфизм.

2. Характерная особенность докембрийских образований — широкое развитие вулканогенных и железосодержащих толщ. Такие толщи возникали в протерозое наряду с углистыми и карбонатными осадками, неизвестными в архее.

3. Важнейшие способы накопления металлов — первично-осадочное отложение в вулканогенно-осадочных толщах, метаморфизм и перемещение при ультраметаморфизме и гранитизации. Последняя приводит к выносу металлов из области образования мигматитов и гранитов в области развития пород, не затронутых гранитизацией (гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев), с образованием метасоматических, реже — жильных постгранитизационных месторождений.

С интрузивными породами связаны лишь месторождения хромитов, никеля и другие месторождения собственно магматического типа. Постмагматические, собственно-гидротермальные месторождения, встречаются относительно редко.

4. Наиболее продуктивная эпоха металлонакопления — раннепротерозойская. Докембрийские скопления металлов поставляют материал для повторной концентрации в коре выветривания и в осадочном чехле, который, как правило, также весьма богат рудными месторождениями.

5. Для правильного понимания истории формирования докембрийских образований и связанной с ними металлоносности требуется применить ряд специфических способов картирования: реконструкцию геосинклинальных формаций в пределах сильно гранитизированных толщ; восстановление «сквозных» (догранитизационных) структур, а также минерализованных и возобновленных разломов; выделение глубинных разломов преимущественно по геофизическим исследованиям глубоких горизонтов; учет степеней метаморфизма и явления «всплывания» гранитоидов в антиклинальных структурах; выделение стадий и этапов гранитизации с разделением «метасоматических» реоморфических и палингенных (интрузивных) гранитов, а также решение ряда других частных вопросов.

6. Составление металлогенических карт (обзорных и детальных) для докембрийских образований — весьма трудная задача. Это обусловлено нерешенностью (в большинстве случаев) ряда вопросов истории их геологического развития и сложностью перемещения металлов в ходе метаморфизма и гранитизации, когда роль магматогенного и постмагматического рудообразования незначительна. Особенности металлогении докембрийских образований вызывают ряд особенностей и в составлении металлогенических карт.

7. Опыт изучения металлогении докембрийских образований может быть использован для изучения комплексов интенсивно метаморфизованных пород оснований послекембрийских подвижных зон (Урал и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964.

Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Основні етапи геологічного розвитку Українського щита.— Геол. ж. АН УРСР, т. 22, вип. 1962.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

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

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезн. ископ., т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Проблемы металлогении Украины. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, № 8, 1964.

Сауков А. А. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1961.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования» с особым вниманием к геохимии рудных жил, т. I. Прага, 1963.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1962.

Твалчрелидзе Г. А. К вопросу о региональной зональности рудных месторождений.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», с особым вниманием к геохимии рудных жил, т. I. Прага, 1963.

Царовский А. Д. О зональности в мариуполитизированных щелочных породах.— Докл. АН СССР, т. 130, № 6, 1960.

Институт геологических наук АН УССР

Г. А. Твалчрелидзе

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ БОЛГАРИИ

Территория Народной Республики Болгарии вследствие весьма благоприятного географо-экономического положения, мягкого климата, живописной природы, обилия плодородных почв и разнообразных полезных ископаемых издавна служила местом жительства для различных народов, о чем свидетельствуют многочисленные памятники старины. История эксплуатации недр страны, главным образом месторождений золота, серебра, меди и свинца, уходит в глубину веков и известна нам во всяком случае со времен Римской империи, т. е. насчитывает не менее 3000 лет. В настоящее время Болгария занимает ведущее положение в Европе по производству ряда металлов.

Металлогения Болгарии освещена сравнительно в небольшом числе работ. К ним в первую очередь относится крупное монографическое исследование геологии и полезных ископаемых страны Й. С. Йовчева (1960, 1961), а также ряд статей Стр. Димитрова (1959, 1960). В труде Й. С. Йовчева приведены результаты сводки и обобщения обширных опубликованных и рукописных материалов по геологии, структурам, магматизму и разнотипной минерализации как всей территории республики, так и по отдельным рудным районам и месторождениям. Им разработана схема металлогении и осуществлено металлогеническое районирование Болгарии. Общетеоретическое и прикладное значение этой большой творческой работы трудно переоценить, ею широко пользуются все геологи Болгарии, а также исследователи, изучающие Альпийскую складчатую области юга Европы.

Стр. Димитров свои представления о металлогении Болгарии построил в соответствии с известной схемой Ю. А. Билибина (1955). Эта схема, сыгравшая в свое время весьма положительную роль в развитии теоретической и региональной металлогении, в настоящее время уточнена различными авторами. В связи с этим и весьма ценные работы Стр. Димитрова по металлогении Болгарии следует рассматривать в качестве первого опыта этого направления.

Весной 1965 г. по приглашению Комитета химии и металлургии автором настоящей статьи было проведено обследование главных рудных районов Народной Республики Болгарии. В этой большой работе, а также в ознакомлении с обширной литературой по геологии и полезным ископаемым республики, большую помощь оказали многие болгарские геологи Комитета и других геологических организаций Болгарии, в частности академики Й. Йовчев и Ек. Бончев, член-корреспондент АН И. Костов, профессор Ц. Димитров, геологи В. Милев, А. Ушев, С. Каладжиев, М. Бояджиев, Делчев, Р. Димитров и многие другие. Ряд обследований произведен совместно с главным геологом Комитета химии и металлургии П. Илиевым, советы которого были особенно полезны при металлогеническом анализе территории Болгарии.

ПОЛОЖЕНИЕ БОЛГАРИИ В ОБЩЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СХЕМЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Представления об основных особенностях металлогении Болгарии вытекают из соображений, что специфика минерализации отдельных геологических структур определяется не только проявлением в их пределах той или иной стадии (этапа) металлогенических эпох, но главным образом типом структуры. Как можно видеть из ряда современных исследований по теоретической металлогении (Радкевич, 1959; Смирнов, 1962; Хаин, 1962; Твалчрелидзе, 1962, 1964, 1966; Семенов и др., 1965), направление геосинклинального развития отдельных тектонических зон складчатых областей определяет набор магматических и рудных формаций, а также генетических типов месторождений, размещающихся в их пределах.

Поэтому предпринятой нами попытке разработать схему металлогении Болгарии предпосылаются общие сведения о геотектонических особенностях этой территории и ее положении в структуре Тетиса, составной частью которого она является.

При анализе существующих тектонических схем Болгарии (Бончев, 1955; Димитров, 1960; Яранов, 1960а; Йовчев, 1960; Костов, 1963 и др.) здесь могут быть выделены следующие главные тектонические зоны (с севера на юг): Мизийская плита, Предбалкан, Старая Планина, Родопский массив, Среднегорье, Крайшиды. Каждая из отмеченных структур расчленяется более детально, о чем будет сказано при их рассмотрении.

Мизийская плита представляет часть эпигерцинской европейской платформы, хотя, по мнению Ек. Бончева (1962), она сформировалась в более древнее время и определила морфологию сопредельной с ней Карпато-Балканской дуги. *Зона Предбалкан* — сложное складчатое сооружение, характеризуемое некоторыми исследователями (Муратов, 1949; Мазарович, 1951; Белоусов, 1962) как краевой прогиб. *Стара Планина* — устойчивый, длительно развивавшийся антиклинорий, сопрягающийся на западе вдоль глубинного разлома с Южными Карпатами (Бончев, 1962), а на востоке погружающийся под уровень Черного моря. Непосредственного его продолжения на востоке мы не видим, и данные Ек. Бончева (1955) о возможной связи его с Закавказским массивом нам представляются неточными — это разновозрастные и разнотипные структуры. Не совсем на наш взгляд точно составлена и схема И. Костова (Костов, 1963, см. фиг. 9), предусматривающая непосредственное продолжение Балкан в Понт, а далее — в Аджаро-Триалетскую зону Грузии. Как увидим ниже, все это также структуры различных типов.

Три тектонические зоны, входящие в состав Центральной и Южной Болгарии, по-видимому, развились в результате сложных преобразований в мезо-кайнозойское время некогда единого палеозойского *Родопского массива*. Последний представляет собой древнее консолидированное грандиозное сооружение, в начале мезозоя, по-видимому, далеко выходившее за современные его границы. Мы склонны относить к единой структуре срединного массива Юго-Восточной Европы и Малой Азии ныне разрозненные выходы древнего фундамента Паннонского, Сербско-Македонского, Родопского, Эгейского, Галатского, Киршехирского, Артвинского и Закавказского массивов. Можно полагать, что в конце герцинского цикла вся эта обширная территория была консолидирована и выступала в виде крупной геоантиклинальной зоны или плиты (Гамкрелидзе, 1957; Муратов, 1962). В начале юры, а особенно интенсивно — в верхнем мелу произошла регенерация геосинклинального режима, выразившаяся образованием вдоль глубинных разломов наложенных геосинклиналей. Согласно данным

М. В. Муратова (1949), в таких условиях возникают зеленокаменные или вулканогенные геосинклинали, а части срединных массивов между ними, не подвергшиеся интенсивным погружениям, относятся к структурам, для которых он предложил название «геоантиклинали остаточного типа». Эти структуры характеризуются специфической металлогенией (Твалчрелидзе, 1966), что, как увидим ниже, находит отчетливое выражение и на территории Болгарии.

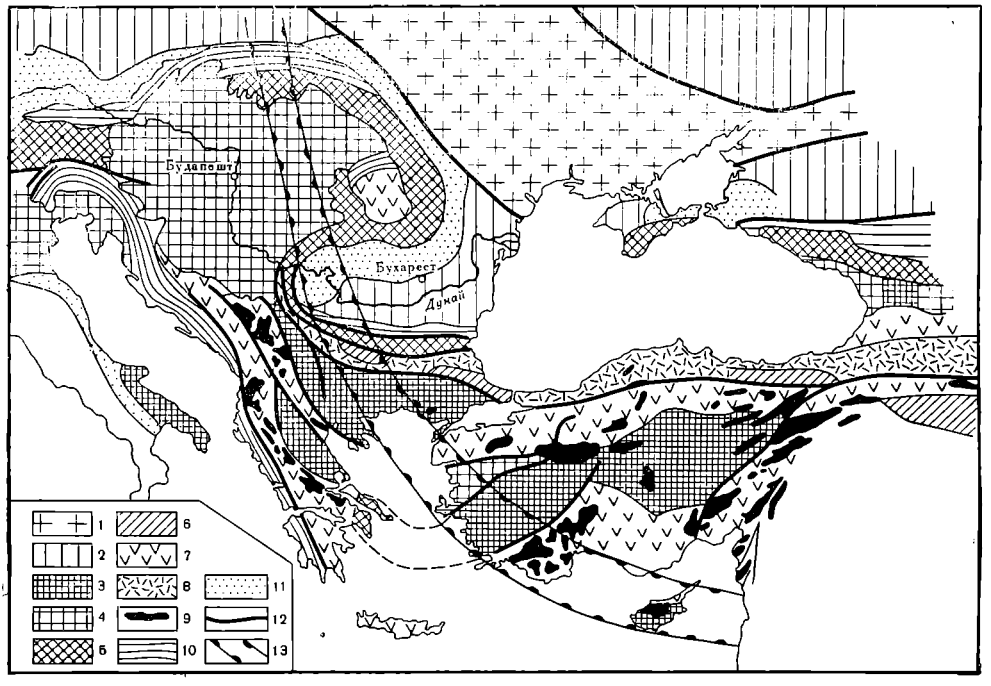
Регенерация геосинклиналей особенно интенсивно проявилась в северной части Родопского массива, выделенной в виде самостоятельной *Среднегорской* тектонической зоны. Кристаллический массив, расположенный к западу от р. Струма, согласно данным В. Вергилова, Д. Кожухарова и Ив. Боянова (1963), представляет докаледонское сооружение, консолидированное ранее Родопского массива. Вдоль крупных разломов Крайшид после верхнего мела отмеченные два массива были приведены в непосредственное соприкосновение и соединены с соседними Вардарской приразломной зоной и Сербско-Македонским массивом. Здесь лишь после эоцена вдоль серии разломов глубокого заложения отмечается активизация, вызванная проявлениями молодого кислого вулканизма.

Среднегорская зона находит выражение за пределами Болгарии в Румынии (зона Решица по Онческу, 1960 г.) и Югославии (Суббалканская зона по А. Циссарцу, 1958), на восток продолжается через Анатолийское побережье Черного моря (Понт) и сливается на Малом Кавказе с Сомхитско-Карабахской зоной (Твалчрелидзе, 1964; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965б).

Зона Крайшид представляет деталь поперечного линиамента, который Ек. Бончев (1961) относит к региональным нарушениям, секущим сопредельные геосинклинальные и платформенные структуры (от Рейнского сброса до разломов Красного моря). Родопский массив в современных очертаниях на севере вдоль Марицкого разлома контактирует со Среднегорьем, на востоке — с антиклинорием Странджи, на юге (уже в пределах Греции) перекрывается молодыми структурами Динарид и Элленид. К западу за пределами линиамента Крайшид массив прослеживается на территории Югославии, где он представляет часть Сербско-Македонского массива (фиг. 1).

Таким образом, в тектоническом отношении Северная Болгария, входящая в систему Карпато-Балканской дуги и европейской платформы, резко отличается от Южной Болгарии, представляющей сегменты сложно тектонически переработанных частей палеозойского основания Тетиса. В региональном аспекте структуры Северной Болгарии относятся к складкам северного ствола Тетиса, а Южной Болгарии — к южному стволу этого симметричного геосинклинального пояса. По нашим прежним построениям (Твалчрелидзе, 1964), вся территория Болгарии была отнесена к Восточно-Средиземноморской области, где выделялась Балкано-Малокавказская провинция (складчатая система). Непосредственное обследование значительной части страны приводит к иному выводу о наличии здесь двух различных провинций. Северная Болгария, по-видимому, представляет составную часть Альпийско-Карпатской (точнее — Альпийско-Карпатско-Балканской) провинции, а Южная Болгария — часть Среднегорско-Малокавказской провинции. Провинции граничат между собой вдоль Забалканского глубинного разлома, выделенного и описанного Ек. Бончевым (1961). Геологические структуры первой из названных провинций образовались в результате прямого геосинклинального развития, второй провинции — в результате обратного развития, по В. Е. Хаину и Ю. М. Шейнманну (1960).

Оба отмеченных направления развития геосинклиналей имеют весьма



Фиг. 1. Тектоническая схема Болгарии и сопредельных частей Средиземноморской Альпийской области

1 — Русская платформа; *2* — эпипалеозойская восточноевропейская платформа; *3* — срединные массивы, обнаженные на поверхности; *4* — срединные массивы, перекрытые молодыми осадками (межгорные впадины); *5* — геоантиклинали объединенного типа; *6* — геоантиклинали остаточного типа; *7* — вулканогенные геосинклинальные прогибы; *8* — вулканогенные геоантиклинальные поднятия; *9* — выходы гипербазитов; *10* — терригенные геосинклинали; *11* — краевые прогибы; *12* — главнейшие глубинные разломы; *13* — область поперечного поднятия

существенные различия в проявлении геологических структур, магматизма и металлогении (Твалчрелидзе, 1966), что и нашло отражение в особенностях эндогенных месторождений, развитых на территориях Северной и Южной Болгарии.

СХЕМА МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЕРРИТОРИИ БОЛГАРИИ

Северная Болгария

В состав Альпийско-Карпатско-Балканской провинции на территории Болгарии входят Мизийская плита, а также зоны Предбалкан и Старая Планина.

Мизийская плита, по существу, находится за пределами Альпийского геосинклинального пояса и также, как румынская Добруджа, представляет собой эпигерцинскую среднеевропейскую платформу. Палеозойское основание здесь нигде не обнажено на поверхности, и представления Ек. Бончева (1962) о его более древнем, чем герцинский, возрасте как можно предполагать, отражают его мнение о древнем возрасте заложения разломов, контролирующих Карпато-Балканскую дугу. По данным других исследователей, в частности М. В. Муратова (1962), Й. С. Йовчева (1960), Д. Яранова (1960а), Стр. Димитрова (1960), Мизийская плита относится

к структурам, испытавшим полную консолидацию в герцинском цикле. Палеозойский складчатый фундамент с резким несогласием перекрыт здесь терригенными осадками мезо-кайнозоя; особенно широко развиты слабо дислоцированные породы неогена.

Эндогенные месторождения в пределах Мизийской плиты неизвестны, а к экзогенным относятся достаточно крупные скопления карбонатных марганцевых руд чиатурского типа олигоценового возраста, расположенные в Варненском районе. Согласно данным некоторых исследователей (Aleksiev, 1960), источником марганца в этих месторождениях служит вулканизм, проявления которого в виде прослоев туфов наблюдаются в разрезе рудовмещающей толщи олигоцена. Интересно, что вне связи с представлениями Алексиева о генезисе марганцевых месторождений Варненского района к сходным выводам пришел Г. С. Дзоценидзе (1965) в вопросе о генезисе Чиатурского месторождения.

Зона Предбалкан представляет сложноскладчатую предгорную полосу, промежуточное положение которой между Мизийской платформой и геосинклинальной зоной Старой Планины позволило отнести ее к типу краевых прогибов. Между тем чрезвычайно сложное тектоническое строение зоны, выявленное в результате буровых работ, проводящихся здесь на нефть и газ, заставляет уточнить этот вывод. Поскольку эндогенные месторождения в этой зоне неизвестны, исследование ее генетического типа в данном случае для нас непосредственного интереса не представляет.

Старая Планина, по нашему мнению, принадлежит к типу структур, для которых М. В. Муратов (1949) предложил название «геоантиклиналь объединенного типа». Эта антиклинальная зона, совпадающая с горной цепью Балкан, погружается в восточном направлении. К северо-западу она испытывает дугообразный изгиб, с которым совпадает максимальное поднятие и соответственно с этим — обнажение на поверхности древних палеозойских и нижнемезозойских отложений. Мегантиклинорий Старой Планины образовался в результате разновозрастной консолидации ряда частных геосинклинальных зон и объединения между собой разобщающих их частных геоантиклинальных зон (интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, по В. В. Белоусову, 1962).

На северо-западе Старая Планина вдоль глубинного разлома сочленяется с Южными Карпатами (Бончев, 1962), на востоке погружается под уровень Черного моря, и за его пределами продолжение зоны неизвестно. Аналогичными по типу структурами являются: на западе Карпаты и Альпы, на востоке — Горный Крым и Большой Кавказ.

Сложно построенный мегаантиклинорий Старой Планины состоит из ряда элементов первого порядка — антиклинориев (Белоградчишский, Берковский, Свогенский и др.) и синклинориев (Салашский, Издремецкий и др.). С северной стороны Старая Планина контактирует с молодой (меловой) зоной Предбалкан, на юге — со Среднегорьем. Границами служат разломы глубокого заложения, образование которых связано с контрастными тектоническими движениями, сопровождавшими формирование отмеченных разнотипных геотектонических сооружений. Эти глубинные разломы представлены Челной линией и Забалканским разломом, испытавшими длительное развитие и разобщающими разные тектонические элементы страны. Они контролируют разновозрастные магматические и рудные проявления (Бончев, 1961).

Принадлежность Старой Планины к геоантиклиналям объединенного типа определяется последовательным наращиванием геоантиклинали вследствие консолидации и замыкания оконтуривающих ее геосинклиналей. Последние сложены обычно флишевыми либо карбонатными отложениями. При этом отмечается объединение трех главных антиклинориев —

Белоградчишкинского, Берковского и Свогенского в результате разновозрастной складчатости и воздымания ограничивающих их геосинклиналей — Салашской и Издремецкой. С этим процессом связано спаивание трех антиклинальных структур в одну крупную геоантиклинальную зону.

Для геоантиклиналей объединенного типа характерен разновозрастный гранитоидный магматизм и связанные с ним редкометальные месторождения (Твалчрелидзе, 1966). Часто развиты полиметаллические месторождения различного генетического типа, обычно связанные с более поздним, наложенным вулканизмом (Большой Кавказ), либо относящиеся к телетермальному типу (Восточные Альпы). Имеющиеся данные по истории геологического развития Старой Планины позволяют предположить, что в палеозое она испытала полный цикл развития. Ранние стадии этого цикла, когда зона длительно и глубоко погружалась, знаменуются образованием мощной толщи осадочно-вулканогенных пород, для которой в Болгарии принято наименование «диабаз-филлитоидная формация» [1]. Интенсивная вулканическая активность основного состава при наличии кислых дериватов базальтоидной магмы (альбитофиры, дациты) позволяет предположить возможность обнаружения в пределах «диабаз-филлитоидной формации» палеозойских колчеданных месторождений. Возможно, что именно к этому типу относятся некоторые из медных проявлений, развитых в северо-западном районе.

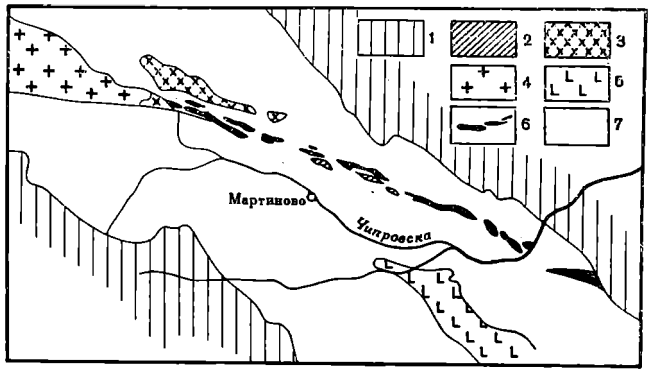
Средние стадии развития Старой Планины совпадают со складчатостью и поднятием геосинклинали. Этому периоду соответствует формирование многофазных интрузивных массивов вначале габброидного, а затем гранитоидного состава. С последними связано образование сложного по составу и форме оруденения Чипровского района (фиг. 2). Близ контакта с интрузивом кварцевых диоритов развиты скарны с молибденитовым и шеелитовым оруденением. Они образовались в результате воздействия высокотемпературных гидротермальных растворов на мраморы. Далее вдоль горизонта мраморов, в поперечном направлении секущегося массивом изверженных пород, последовательно проявляется магнетит-пирротиновое, сидеритовое, полиметаллическое и низкотемпературное сурьмяно-серебро-ртутное оруденение.

В связи с отмеченным можно говорить о наличии в рудном поле горизонтальной зональности, выраженной с запада на восток последовательной сменой скарнов с редкими металлами — магнетитом, а последнего — сидеритом; далее появляется полиметаллическое оруденение. Помимо этого, следует различать и обратную вертикальную зональность, находящую выражение в распространении минералов серебра, образованных в последнюю, наиболее низкотемпературную стадию рудного процесса.

Нам представляется бесспорным палеозойский возраст месторождения, о чем свидетельствует очевидная связь минерализации с заведомо палеозойскими кварцевыми диоритами. Представление некоторых исследователей о наличии дорудной дайки кварцевого порфира пермского возраста не может служить веским доводом в пользу мнения о молодом возрасте минерализации, поскольку пермский возраст дайки остается не доказанным.

К палеозойским образованиям относятся также золото-шеелитовые кварцевые жилы, тесно ассоциирующиеся в пространстве с дайками

[1] Такое наименование терминологически нельзя признать удачным, поскольку «формацией» не принято называть конкретные толщи, занимающие определенное стратиграфическое положение в разрезе. Если принять за основу работы Ю. А. Кузнецова (1964) по магматическим формациям, Н. С. Шатского (1955) и других — по осадочным формациям, то в данной толще можно выделить ряд геосинклинальных осадочных и магматических формаций.



Фиг. 2. Геологическая схема Чипровского рудного узла (по Й. Йовчеву, 1961)

1 — постнижнекарбоновые осадки, *2* — дайки порфиров, *3* — кварцевые диориты, *4* — гранодиориты, *5* — габбро, *6* — мраморы, *7* — диабаз-филлитоидная формация

диоритовых порфиритов. Рудоносная площадь локализована в ядре Берковского антиклинория и приурочена к Чернышевской антиклинали. Положение даек в общей эволюции герцинского магматизма не ясно. Вероятно, они являются производными поздних очагов, но не исключена возможность и более раннего, добатолитового их возраста. Золотоносные кварц-сульфидные жилы сложены кварцем, галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, сульфосолями серебра, золотом и шеелитом. По-видимому, сходны с отмеченными золотоносные жилы Етрипольского района.

Аналогичные золотоносные жилы издавна известны в древних массивах (ядрах антиклинориев) Западных и Восточных Альп, где они служили объектами эксплуатации со времен Римской империи. Возраст этих месторождений определяется как верхнепалеозойский (пермокарбон), что может служить косвенным признаком для отнесения и Старопланинских золотоносных жил к поздней стадии герцинской эпохи.

После палеозойского складкообразования Старопланинская зона закончила геосинклинальное развитие и в дальнейшем выступала в качестве крупной геоантиклинали, чем и обусловлены особенности развитых здесь структур, магмо- и рудопроявлений. Геоантиклинальный характер постсреднепалеозойского развития устанавливается по континентальным осадкам среднего-верхнего карбона и пермотриаса, наличию бунзандштейна в нижнем триасе, песчаников и карбонатных пород в среднем-верхнем триасе. Это свидетельствует о прекращении геосинклинального режима, не возобновлявшегося в данной зоне в течение последующей истории ее развития.

В лейасе наступает частичное и неглубокое погружение зоны, длившееся с перерывами в продолжение всего юрского периода. В мелу начинается новый цикл развития в соседних зонах — Предбалканской, формирующейся в качестве краевого прогиба, и Среднегорской, где происходит расчленение крупного древнего массива и образование наложенной регенерированной геосинклинали. По нашему мнению, Старопланинская зона была лишь частично охвачена преобразованиями этого собственно альпийского цикла и реагировала на них пассивно, выступая в качестве жесткой консолидированной структуры, испытывающей устойчивое длительное поднятие, размыв и разрывные деформации. Локальные складчатые нарушения в мезозойском чехле проявлялись в виде приразломных складок.

Таким образом, зона Старая Планина имеет два структурных этажа: нижний — герцинский (каледонский?), охватывающий палеозойские отложения, до нижнего карбона включительно, и верхний, начинающийся отложениями среднего-верхнего карбона, пермотриаса и охватывающим вышележащие осадки до средней юры включительно.

Наиболее значительные промышленные проявления полиметаллической минерализации, концентрирующейся в основном во Врачанском рудном районе, залегают в песчаниках и карбонатных породах (преимущественно в доломитах) верхнего структурного этажа. Лишь частично рудные тела охватывают самые верхи диабаз-филлитоидной формации (месторождение Издремец, рудное тело 2). Оруденение относится к двум основным типам — медному (обычно содержащему свинец) и свинцово-цинковому (преимущественно свинец). Одновременно выделяются и два морфологических типа рудных тел: 1) платообразные залежи вкрапленных руд, приуроченные к контактам различных стратиграфических горизонтов и локализующиеся в песчаниках (Издремец) либо в доломитах (Старые Седмочисленци); 2) метасоматические штоки, линзы и залежи в карбонатных породах (в основном — доломитах), что характерно для нового участка месторождения Седмочисленци. Переходные рудные тела известны на центральном участке месторождения Седмочисленци.

До последнего времени проявления полиметаллической минерализации во Врачанском рудном районе зафиксированы в отложениях диабаз-филлитоидной формации, а также в породах карбона, триаса и лейаса. Промышленные рудные тела приурочены главным образом к среднему триасу, но в отдельных случаях (Издремец) встречаются на границе бундзандштейна с диабаз-филлитоидной формацией и на границе бундзандштейна с нижним лейасом. В верхнем лейасе, средней и верхней юре оруденение не обнаружено (Минчева-Стефанова, 1961 и др.).

Вопрос о возрасте и генезисе полиметаллической минерализации Врачанского района пока окончательно не решен, поскольку отсутствуют магматические проявления, непосредственно ассоциирующиеся с рудными телами, и факты, позволяющие установить верхний возрастной предел оруденения (нижний предел — средний лейас). Здесь не поможет и непосредственное сравнение со сходными месторождениями других районов, поскольку и эти месторождения представляют собой объекты полемики.

В качестве сходных рудных районов следует назвать Восточные Рудные Альпы, где в совершенно аналогичных геологических условиях, в карбонатных отложениях триасового возраста давно известны полиметаллические месторождения. К наиболее значительным из них в Австрии относится Блейберг, в Италии — Райбл. Как известно, Г. Шнейдерхен (1957) эти месторождения считал типичными вторично-гидротермальными; Ф. Хегеманн (Hegemann, 1960) относит их к экструзивно-осадочным, Д. Кольбертальдо (1951) — к гидротермальным, связанным с гипотетичным третичным батолитом гранита, В. Э. Петрашек (1959) — к телетермальным третичного возраста. Последний исследователь в настоящее время склонен отчасти разделить и мнение Хегеманна.

Аналогичные рудопроявления в доломитах титона известны в Грузии на южном склоне Большого Кавказа (Абхазия). Нами (Твалчрелидзе, 1961) они отнесены к поздней стадии киммерийской металлогенической эпохи и по возрасту — к нижнему мелу. В Альпийской зоне многочисленные однотипные свинцово-цинковые месторождения развиты в Северной Африке (Тель-Атлас и Высокий Атлас), где различаются палеозойские и мезокайнозойские месторождения, знаменующие конечные стадии герцинской и альпийской эпох. По имеющимся данным, наиболее резонно генетически связывать их с посторогенным континентальным вулканизмом.

Таким образом, помочь в решении поставленного вопроса сходные месторождения Альпийской зоны Тетиса не могут.

Возвращаясь к месторождениям Врачанского района, можно сформулировать следующие два варианта решения проблемы генезиса и возраста полиметаллического оруденения (мнение некоторых немецких геологов об осадочном генезисе полиметаллической минерализации мы не рассматриваем, как не подтверждающееся фактами): 1) отнесение месторождений к телетермальному типу в связи с альпийскими тектоническими движениями и возможным магматизмом; 2) отнесение оруденения к конечным стадиям герцинской металлогенической эпохи, проявившимся в мезозое.

Первая точка зрения, разделяемая большинством болгарских геологов, изучавших металлогению Врачанского района (Минчева-Стефанова, 1961; Йовчев, 1961 и др.), подкрепляется дорудным возрастом большинства разломов, их рудоконтролирующей ролью, приуроченностью некоторых рудных тел к разломам, рудоконтролирующей ролью трещинных и складчатых структур, наличием вне Врачанского района даек, пересекающих меловые отложения. Если доказать альпийский возраст дорудных структур, то этим самым будет решен и вопрос о третичном возрасте оруденения. Вместе с тем неправомочно представление о дайках изверженных пород, секущих меловые отложения в соседнем районе, как источнике оруденения, поскольку отсутствует тесная ассоциация в пространстве рудных и магматических тел.

Вторая точка зрения, которую мы предлагаем для обсуждения, основывается на следующих соображениях:

1. Как было показано выше, месторождения, аналогичные развитым во Врачанском районе, обычно образуются в конечную стадию металлогенической эпохи, когда территория прекращает геосинклинальное развитие и приобретает жесткость. Именно такие условия существовали во Врачанском районе в течение пермотриаса и лейаса, о чем свидетельствуют фациальный характер осадков, их мощность и тектоника.

2. Безрудность всех отложений выше среднего лейаса, хотя литологически и структурно они благоприятны для проникновения в них рудоносных растворов.

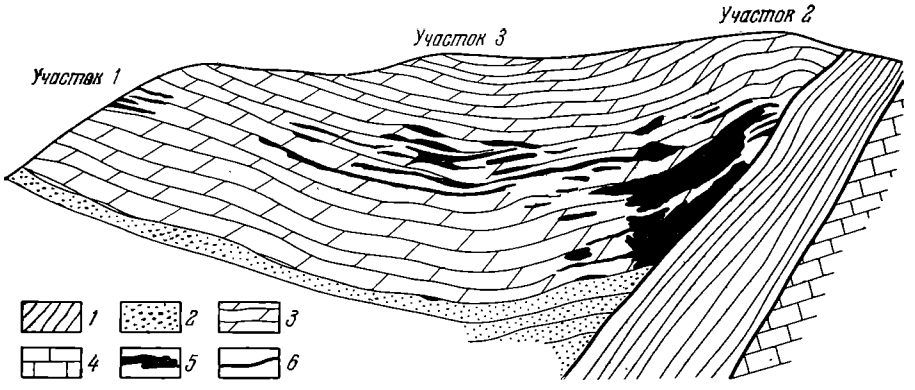
3. Отсутствие в данном районе, как и вообще на Балканах, проявлений киммерийского и собственно альпийского циклов. Последний здесь выражает отголоски геологических событий, протекавших в соседних зонах, а первый полностью «вписывается» в конечную стадию герцинского цикла.

4. Наличие в составе вмещающих пород некоторых минералов, служащих свидетельством отдаленной магматической деятельности (мусковит, глауконит, опал, халцедон, кварц, цеолиты, плагиоклаз, хлориты и др.).

5. Пострудный возраст ряда крупных разломов, что свидетельствует о длительности их развития (зарождение до оруденения) и движениях в период минерализации и после нее.

Отмеченные и некоторые другие факты не лишают оснований предположение, что оруденение возникло в юрское время, до мальмской трансгрессии.

Формирование основных структур наиболее естественно связать с периодом превращения геосинклинали в жесткую структуру, когда, согласно данным В. В. Белоусова (1962), сжатие сменяется растяжением и образуются крупные разломы. В дальнейшем разломы неоднократно подновлялись и, по-видимому, «жили» вплоть до альпийского времени. Поэтому дорудный возраст основных структур не может свидетельствовать о третичном возрасте оруденения.



Фиг. 3. Поперечный геологический разрез месторождения Седмочислецы (по Й. Йовчеву, 1961)

1 — глинистые сланцы верхнего карбона, *2* — песчаники нижнего триаса (бундзандштейн), *3* — доломиты и известняки среднего триаса, *4* — известняки верхнего триаса, *5*— рудные скопления, *6* — региональные разломы

Мы полагаем, что нельзя считать доказанным и третичный возраст надвига Свогенского антиклинория на Берковский так же, как дорудность этого надвига. Наблюдения в руднике Издремец устанавливают значительно бóльшую раздробленность рудного тела № 9, залегающего в аллохтоне (надвинутом крыле), чем тел 1 и 2, сохранивших нормальное положение.

Иную точку зрения высказывает П. Илиев. По его наблюдениям наиболее значительные концентрации металлов во Врачанском районе обнаруживаются вблизи Предбалканского разлома около газового месторождения Лирен, также приуроченного к известнякам среднего триаса. Поскольку единичные определения возраста галенита по изотопам свинца показывают миоценовый возраст минерализации, он предполагает возможность образования месторождений путем проникновения рудоносных растворов вдоль разлома и отложения сульфидов вблизи ореолов нефтегазоносных структур, где существовала благоприятная окислительно-восстановительная обстановка. В этом случае открываются широкие перспективы для поисков аналогичных месторождений во всей зоне Предбалкан.

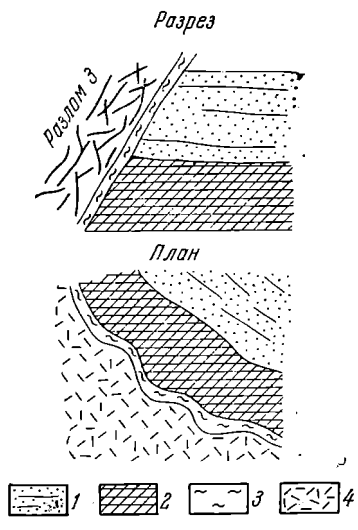
Ограничиваясь отмеченным, считаем необходимым подчеркнуть, что мы далеки от мысли, что высказанные соображения в какой-то мере решают поставленные вопросы, но они, возможно, окажутся в известной степени полезными при разработке направлений дальнейших исследований в этом районе.

Наиболее значительны во Врачанском районе месторождения Седмочисленци и Издремец, краткая характеристика которых приведена ниже по данным собственных наблюдений, а также данным местных геологов и литературным материалам (Минчева-Стефанова, 1961 и др.).

Локализацию оруденения на месторождении Седмочисленци определяют следующие факторы, перечисляемые в порядке их значения: 1) крупные региональные (Плакальнический и Седмочисленцский) разломы, заложенные в верхнем палеозое или нижнем мезозое и развивавшиеся до альпийского времени включительно; 2) синклиналь, сложенная известняками и доломитами среднего триаса с пологим падением (15—25°) пластов, подстилаемых породами нижнего триаса; 3) трещинная тектоника, выраженная нарушениями различного масштаба, часто залеченными в карбонатных породах; 4) детали складчатой тектоники, развитые на крыльях,

а особенно интенсивно — в ядре мульды; 5) доломиты, образованные в процессе диагенеза осадков и при гидротермальной деятельности.

На месторождении можно выделить три участка (фиг. 3): 1) Старый Седмочисленци (северо-западный участок), где развиты пластообразные рудные тела с вкрапленным полиметаллическим оруденением (в настоящее время отработаны); 2) Юго-Восточный (основной объект эксплуатации), где богатое оруденение тяготеет к Главному разлому, вдоль которого отложения среднего триаса контактируют с породами карбона (по Седмочисленцскому разлому) и верхнего триаса (по Плакальническому разлому); метасоматические рудные тела представлены крупными линзами и штоками, сливающимися в пластообразные залежи; 3) Центральный участок, переходный между первым и вторым, служащий непосредственным продолжением Юго-Восточного, оруденение контролируется антиклинальным осложнением осевой части рудоносной мульды.



Фиг. 4. Соотношения рудных тел месторождения Издремец с разломами (зарисовки автора)

1 — бундзандштейн, *2* — рудное тело 2 *3* — глина, *4* — диабаз-филлитоидная формация

Зональность проявлена распределением в рудных телах галенита, сфалерита и барита в свинцово-цинковых рудах, а также галенита и халькопирита — в медных и по типу представлена зональностью отложения и стадиальной (по В. И. Смирнову, 1957), значительно осложненной в результате особенностей структур и залегания вмещающих пород.

Месторождение Издремец объединяет ряд рудных тел, залегающих в отложениях диабаз-филлитоидной формации, бундзандштейна, среднего триаса и лейаса, слагающих одноименную синклиналь.

Рудное тело № 3 приурочено к тектоническому контакту бундзандштейна и нижнего лейаса. Оруденение по типу сходно с медистыми песчаниками.

Рудные тела № 1 и 2 также приурочены к контакту нижнего триаса и нижнего лейаса (№ 1) и бундзандштейна с диабаз-филлитоидной формацией (№ 2) и частично распространяются в нижележащие отложения (фиг. 4). На контакте рудного тела № 2 с крупным разломом № 3 фиксируется его срезание, хотя Сем. Калайджиев, как и местные геологи, считает разлом дорудным. Можно думать, что по этому долгоживущему разлому подвижки происходили и в пострудное время.

Отмеченные факты позволяют поставить вопрос о наличии пострудных разрывов (дорудные сомнения не вызывают). У нас возникает предположение о возможном пострудном возрасте надвига, в пользу чего свидетельствуют деформация руды, присутствие деформированного свинчака и другие факты.

Таким образом, во Врачанском рудном районе наиболее перспективны на полиметаллическое оруденение синклинальные структуры, осложненные региональными разломами и сложенные карбонатными либо терригенными отложениями триаса и лейаса. В пределах каждого из выделенных здесь рудных полей (Седмочисленцское, Издремецкое и др.) выявляются элементы горизонтальной зональности в размещении рудопроявлений. Зо-

нальность обусловлена приуроченностью наиболее сложных по составу свинцово-цинковых и медно-свинцовых рудных тел к центральным частям рудоносных площадей, а мономинеральных полиметаллических и баритовых — к их периферии. Внешний ореол зонального ряда рудопроявлений обрисован одиночными, небольшими по размерам баритовыми жилами.

Южная Болгария

Среднегорская металлогеническая зона представляет собой северную часть Родопского массива, отчлененную от него в мезозое, а возможно, и раньше по линии Марицского глубинного разлома, который фиксируют выходы на поверхность гипербазитов неясного возраста. Эти две структуры первого порядка отличаются возрастом древних кристаллических сланцев и гнейсов (устное сообщение Ек. Бончева), палеозойские же граниты южноболгарского типа в них сходные. Постнижнемеловая история развития в Среднегорье и Родопах резко отлична.

Северной границей зоны служит субширотный Забалканский глубинный разлом, вдоль которого она контактирует со Старой Планиной. По данным Ек. Бончева и Ю. Карагюлевой (1961), с глубинным разломом связано образование глубокого и узкого Забалканского грабена, вытянутого в широтном направлении на значительном расстоянии от Златицы до Твырдици. Среднегорская зона, представляющая крупный антиклинорий, в северном направлении надвинута на Старую Планину вдоль пологого Старопланинского надвига с горизонтальной амплитудой смещения 10—12 *км*. Вследствие надвига северное крыло антиклинория представлено только останцами, тогда как на южном крыле полностью развиты отложения нижнего и среднего триаса, отчасти юры и главным образом — верхнего мела.

Важным тектоническим, а также, по-видимому, и металлогеническим элементом является система диагональных разломов (III система по Ек. Бончеву, 1961). К ней относится, в частности, Етропольская северо-восточная линия с азимутом простирания 35—40° (устное сообщение Ек. Бончева). Вдоль этой линии фиксируются выходы даек монцонитов и гранодиоритов, с чем, возможно, связано образование некоторых месторождений в чуждой для их типа геотектонической обстановке (Елаците). Разлом сечет зоны Среднегорья, Старой Планины, Предбалкан, а далее на севере — Мизийскую плиту. Разломом обусловлены периклинальное выклинивание ряда антиклинальных структур, дугообразное изгибание главных субширотных поясов складок, а также фациальная изменчивость разновозрастных геосинклинальных осадков. На основании отмеченных и других фактов Ек. Бончев (1961) приходит к выводу, что продольные разломы контролируют заложение и развитие геосинклинальных прогибов, а поперечные — распределение в них фаций и их мощность. Разломная тектоника определяет проявления магматизма, образование полезных ископаемых и минеральных вод.

Зона Среднегорья расчленяется на ряд тектонических структур, из которых можно назвать Центральный антиклинорий, относящийся к категории геоантиклиналей остаточного типа, верхнемеловую наложенную вулканогенную геосинклиналь Центрального Среднегорья, Бургасский верхнемеловой синклинорий и Странджанский антиклинорий. Другие части Среднегорья в металлогеническом отношении не представляют непосредственного интереса.

Центральный антиклинорий, представляющий крайний северный выступ древних пород родопского типа, весьма интересен в металлогеническом отношении, поскольку к такого рода древним структурам, сохранившим поднятое положение при последующем вовлечении в геосинклинальное

развитие сопредельных территорий, обычно приурочены месторождения порфирового типа медно-молибденовой формации, генетически связанные с молодым гипабиссальным гранитоидным магматизмом. Именно к этому типу и относится месторождение Медет.

Вулканогенная верхнемеловая геосинклиналь Центрального Среднегорья возникла в результате регенерации древней палеозойской плиты под воздействием тектонических движений, проявившихся в начале альпийского геологического цикла. Геосинклиналь образовалась вдоль разломов глубокого заложения, и ее развитие сопровождалось интенсивным подводным геосинклинальным вулканизмом. Именно такого рода структуры, по мнению М. В. Муратова (1949), возникают при расчленении древних геоантиклиналей. Аналогичны меловые прогибы в Суббалканской зоне Югославии, палеогеновые прогибы Северной Анатолии, юрские, меловые и палеогеновые — Закавказья. Все они вытянуты вдоль единого вулканоплутонического пояса, который можно назвать Среднегорско-Понтийско-Малокавказским (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965б). На всем протяжении пояса широко распространены эксгаляционно-осадочные месторождения марганца и железа, алунита, серного и медного колчедана, барит-полиметаллические и другие (Твалчрелидзе, 1964). В Болгарии они развиты в Панагюрском районе.

Бургасский синклинорий является дальним восточным продолжением Панагюрского района, от которого он отличается геологией и металлогенией. Здесь приобретают развитие вулканогенные отложения пестрого состава — от основных до существенно кислых, вмещающие ряд массивов граносиенитов. С последними тесно ассоциируют жильные медные месторождения, по-видимому, связанные с ними парагенетически.

Аналогом Бургасского рудного района является Кафанское месторождение в Армении, где связь с гранитоидами пока однозначно не доказана. Мы считаем, что оба эти района в металлогеническом отношении сходны с районами развития медно-полиметаллических месторождений в пределах Рудного Алтая.

Странджинский антиклинорий, испытавший в Среднегорской зоне наиболее раннюю регенерацию, обладает рядом специфических особенностей. В его пределах обнажаются древние кристаллические породы, окаймленные раннемезозойской геосинклиналью. Триасовые и главным образом юрские осадки последней весьма интенсивно метаморфизованы: известняки превращены в мраморы, а вулканогенная толща — в образования, сходные с палеозойской диабаз-филлитоидной формацией. В районе развиты многофазные, сложнодифференцированные гибридные интрузивы габбро-сиенитового состава, с которым связано скарновое железо-медное оруденение (Малко-Тырново), имеются типичные колчеданные месторождения (Граматиково), связанные с верхнеюрским диабазовым вулканизмом.

Аналогичные Странджинским металлогенические особенности характеризуют ряд рудных районов Северного Азербайджана (Кедабек, Дашкесан, Белоканы), но здесь разные типы месторождений разобщены на более обширной площади.

Ниже приведена краткая металлогеническая характеристика четырех выделенных рудных районов, названных Панигюрским, Медетским, Бургасским и Странджинским. Первые два района, входящие в состав Центрального антиклинория, разделены условно только по металлогеническому признаку. К Панигюрскому району отнесены все месторождения, приуроченные к меловой геосинклинали, к Медетскому — рудообразования оконтуривающих геоантиклиналей. В географическом отношении такое разделение не правомочно, поскольку отмеченные структуры чередуются между собой.

Среднегорский пояс погружается в восточном и северо-западном направлениях, образуя в своей центральной части крупный антиклинорий, совпадающий с горными цепями Средна-Горы и Сырнена-Горы. Ядро антиклинория сложено древними метаморфитами (гнейсы) и гранитами южноболгарского типа (среднегорские граниты). Центральное поднятие разбито субширотными разломами (I система по Ек. Бончеву, 1961), с которыми связано образование ряда горстов и грабенов. Вдоль горстов выступают на поверхность кристаллические породы древнего фундамента; грабены выполнены отложениями верхнего мела и частично палеогена. Всего в Панигюрском рудном районе выступают три такие полосы. В южной из полос, имеющей горстовую структуру, помимо гранитоидов заведомо древнего возраста, значительно развиты так называемые елшишские граниты пока невыясненного возраста. Одни исследователи считают их палеозойскими, ссылаясь на приуроченность к горстовому поднятию, где они образуют один комплекс с палеозойскими гранитами, другие (Димитров, 1960; Бояджиев, Чыпчакова, 1962), отмечая наличие в елшишском граните ксенолитов, похожих на верхнемеловые андезиты, склонны связывать образование гранитного массива с ларамийской фазой складчатости.

Верхнемеловые отложения выступают вдоль синклинальной депрессии, вытянутой в субширотном направлении на 60 *км*. Из них в металлогеническом отношении, по имеющимся сведениям, представляет интерес только восточная часть длиной 25 *км*. В ней выделяется четыре полосы, разделенные друг от друга горстообразными поднятиями (фиг. 5).

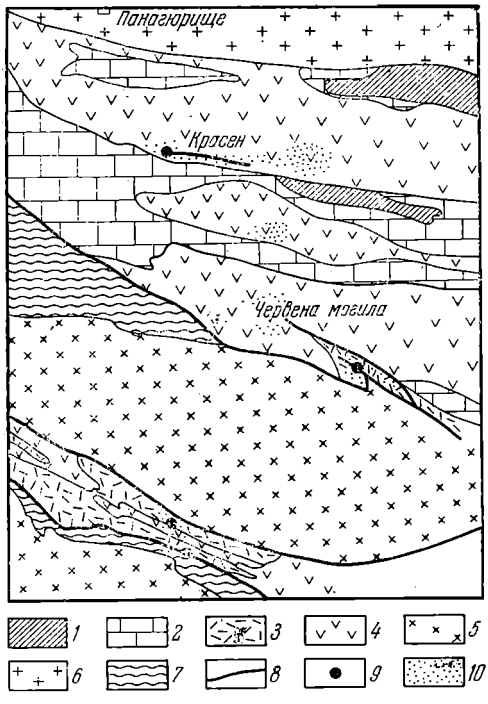
Стратиграфически и литологически верхнемеловые осадки подразделены на четыре горизонта, нижний из которых, сложенный мергелями, в районе не обнажен. Второй горизонт представлен андезитами, их туфами, туфобрекчиями и дацитами. Среди них выделяется большое количество петрографических разновидностей, характеристика которых не входит здесь в нашу задачу. В пределах каждой из четырех полос андезитов выделяются участки интенсивной пропилитизации, к которым и приурочены все известные в районе медноколчеданные месторождения и проявления (Радонова, 1962). В южной и центральной полосах андезитов широко развиты дациты и их туфы. Первые обычно имеют субвулканическое происхождение. Вблизи рудных участков они, как и андезиты, испытывают интенсивную гидротермальную пропилитизацию.

Третий горизонт сложен красными известняками с маастрихтской фауной, которые в виде сравнительно маломощной покрышки местами налегают на андезиты в пределах трех полос.

Четвертый горизонт представлен флишем (известняки, мергели, песчаники) мощностью до 500 *м*. Обычно он развит совместно с красными известняками маастрихта и стратиграфически датируется верхами сенона.

Дайки дацитов и несколько более молодых андезитов пересекают второй горизонт верхнего мела, а их гальки обнаруживаются в конгломератах палеогена. На рудных участках дайки встречаются редко. Таким образом, верхнемеловой вулканический цикл представлен рядом: андезиты — дациты — дайки дацитов — дайки андезитов. Экзотические конгломераты палеогена состоят из галек всех перечисленных выше пород, сцементированных песчаником.

Тектоника грабенов, сложенных верхнемеловыми породами, довольно сложная. Здесь выделяется ряд антиклинальных и синклинальных складок, сопрягающихся между собой вдоль разломов. Падение слоев в крыльях складок крутое, местами опрокинутое в результате надвигания на меловые осадки древних кристаллических образований по разломам, ограничивающим горсты и грабены. Можно предполагать, что разломы имеют древнее заложение и их развитие протекало одновременно с активной вул-



Фиг. 5. Геологический план Панагюрского рудного района (по Й. Йовчеву, 1961)

1—экзотические конгломераты палеогена; *2*— известняки и флиш маастрихта; верхнемеловые вулканогенные образования; *3* — дациты; *4* — андезиты; *5* — елшишские граниты; *6* — палеозойские граниты южноболгарского типа; *7*— древние филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы; *8* — региональные разломы; *9*—колчеданные месторождения; *10* — зоны гидротермальных пропилитов

канической деятельностью и процессом седиментации, чем и определяется их рудоконтролирующая роль.

Медноколчеданные месторождения приурочены к полосам вулканогенных пород, в пределах которых они локализованы на участках гидротермальной пропилитизации. Характерно, что этим процессом совершенно не затронуты известняки маастрихта и вышележащие отложения флиша, что дает основание предположить связь рудообразования с эффузивным вулканизмом, предшествующим отложению известняков.

Медноколчеданные месторождения Панигюрского района представлены характерными для этого типа рудными телами: штоками, линзами, в меньшей степени — пластообразными залежами. В большинстве случаев они несогласны с вмещающими породами (как можно судить по разрезам отдельных месторождений), но образуют с их напластованием острый угол. В связи с этим при общем крутом падении пластов пород в крыльях складок, где сосредоточены все рудные участки, падение рудных тел также крутое. Данный тип, представленный здесь промышленными, издавна эксплуатируемыми месторождения Елшица, Радка, Красен и Челопеч, определяет промышленную ценность Панигюрского района. Другие рудообразования (марганцевые вулканогенно-осадочного типа — Голяма Раковица, Мечка и др., магнетит-спекуляритовое — Бялата Прыс, по-видимому, сравнительно высокотемпературное гидротермальное или образованное в результате мартитизации гематита вулканогенного происхождения; молибденитовое — Сан-дере, связанное с елшишским гранитом; жильные полиметаллические — Байдере, Голямата, Чешма, Дуванлий), также относящиеся к гидротермальным проявлениям, по-видимому связанным с елшишским гранитом, практического интереса не представляют.

Центральный антиклинорий Среднегорья, сложенный древними породами, в верхнемеловое время испытал регенерацию: вдоль крупных разломов фундамента в нем образовалась молодая геосинклинальная зона, в сравнительно короткое время заполнившаяся вулканогенно-осадочным комплексом, смятым в складки при ларамийской орогенической фазе. Такие условия существовали в верхнемеловое время также на непосредственном продолжении Среднегорья за пределами Болгарии, к западу (район Бор в Югославии) и к востоку (Понт, Малый Кавказ). При этом в Закав-

казье регенерация началась в юре, а в Анатолии, по имеющимся у нас данным,— в палеогене.

Характерно, что регенерация геосинклинального режима в таких условиях обычно сопровождается интенсивным подводным вулканизмом, с которым на ряде участков, обладающих благоприятным геологическим строением, образуются месторождения колчеданного типа. Можно предполагать, что именно наличие сравнительно неглубоко залегающего кристаллического фундамента, сложенного гранитоидами, а также системы разломов глубокого заложения в значительной степени определяют проявление кислых фаций базальтоидного геосинклинального вулканизма и тяготеющего к ним колчеданного оруденения (Твалчрелидзе, 1961).

На наш взгляд, для колчеданного оруденения Панагюрского района характерны следующие особенности.

1. Приуроченность рудоносных участков исключительно к полосам, сложенным андезитами и дацитами.

2. Локализация оруденения в зонах интенсивно пропилитизированных вулканогенных пород. При этом весьма существенно наличие здесь пропилитов двух типов: 1) образованных в результате регионального гидротермального метаморфизма (хлоритизация, альбитизация, аргиллизация, цеолитизация, опализация, алунитизация, пиритизация) и 2) собственно околорудных измененных пород (серицитизация, окварцевание, сульфидизация и огипсование). Региональная пропилитизация развита весьма широко и с ней связано образование марганцевых рудопроявлений и скоплений алунита на участке Песовец (Радонова, 1962).

Пропилиты второго типа эпигенетичны по отношению к вмещающим вулканогенным породам. Они пересекают зоны региональной пропилитизации и контролируются трещинными структурами. В пределах участков, сложенных этими пропилитами, и локализованы все промышленные колчеданные рудные тела.

3. Приуроченность оруденения к местам сопряжения горстов с грабенами, а в пределах последних — к крыльям складок. Анализ геологической карты приводит к выводу об отсутствии проявлений рудной минерализации в осевых частях антиклиналей и синклиналей и тяготении их именно к стыку этих контрастных структурных форм, где максимальное развитие приобретает разрывная тектоника.

4. Отсутствие признаков гидротермального изменения и рудной минерализации в породах третьего и четвертого горизонтов, время отложения которых знаменует прекращение эффузивного вулканизма и начало карбонатного осадконакопления при продолжающемся погружении области.

5. Наличие двух различных типов месторождений — собственно колчеданного (Елшица, Радка, Красен, Чалопеч) и прожилково-вкрапленного (Влайков врых, часть Петелово). Первый тип метасоматических колчеданных руд приурочен к вулканогенно-осадочным породам, преимущественно туфо-брекчиям, второй распространен только в пределах апикальных частей интрузивов гранодиоритов, где промышленные скопления медьсодержащих минералов наблюдаются лишь в зоне вторичного обогащения. Можно предположить, что эти два типа минерализации возникли в разное время и связаны с различными эпизодами в истории геологического развития района, но в результате одного процесса рудообразования.

Если приведенные краткие сведения о колчеданном оруденении Панагюрского района сопоставить с данными по сходной минерализации, развитой на флангах этого регионального вулканического пояса в Югославии на северо-западе и Закавказье на востоке, то можно предположить наличие генетической связи оруденения с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом, а не последующим гранитоидным магматизмом.

Собственно альпийский геологический цикл и соответствующая ему по времени металлогеническая эпоха начинаются в верхнем мелу, когда во всей альпийской геосинклинальной области отмечается крупная трансгрессия, резкое погружение существовавших бассейнов и возникновение новых. К последним относится и верхнемеловая депрессия Среднегорья и, в частности, Панигюрского района. Вначале, когда разломы, вдоль которых обособилась эта наложенная зона, не достигли значительных глубин, происходило отложение мергелистой свиты первого горизонта, лишенной следов вулканизма. В дальнейшем, при углублении разломов и вскрытии ими очагов базальтовой магмы, вдоль них началось проникновение вулканических продуктов и постепенное накопление осадков второго горизонта.

Интерес представляет в начале средний (андезиты), а затем кислый (дациты) состав магмы, поступавшей на дно бассейна. Породы базальтового состава здесь практически отсутствуют. Это можно предположительно увязать с наличием неглубоко залегающего гранитного фундамента. Значительное погружение последнего, возможно в условиях анатексиса, вызвало контаминацию и «раскисление» поступающего вдоль разломов базальтового материала и обогащение его не только кремнекислотой, но и некоторыми элементами гранитоидных магм, мобилизованными из фундамента (золото, молибден, свинец, цинк и др.).

Средний и кислый вулканизм, сопровождавшийся бурной эксплозивной деятельностью и знаменующийся отложением мощной толщи туфогенных пород, завершился к началу маастрихта и сменился карбонатным осадконакоплением. Наиболее кислые члены вулканических пород, обычно проявляющиеся в местах локальных поднятий (Набоко, 1962), при внедрении в субвулканических условиях выносили большие количества газов и растворенных в них продуктов вулканизма. Поступая в зону циркуляции подземных вод, они превращали эти воды в гидротермальные растворы, с деятельностью которых и связана региональная пропилитизация вулканогенных пород второго горизонта. Поскольку в районе отсутствовали богатые железом разновидности базальтов, значительные концентрации железа в местах разгрузки растворов не наблюдаются. Марганец, по-видимому, образовался в результате разрушения полевых шпатов и некоторых темных силикатов и локализовался в виде небольших гнездообразных скоплений. Приуроченность их к контактам второго и третьего горизонтов свидетельствует о продолжении поствулканической гидротермальной деятельности до низов маастрихта. Ст. Бояджиев и Ст. Чыпчакова (1962) склонны объяснять этим же процессом и красный цвет известняков.

В приповерхностных условиях образовались скопления алунита горы Песовец, а после поднятия зоны и осушения геосинклинали, пропилиты были подвергнуты атмосферному воздействию. Впоследствии за счет окисления пирита возникла серная кислота, вызвавшая аргиллизацию пропилитизированных пород, местами достигающую глубин 100 *м* и более. Выбеленные, аргиллизированные пропилиты на поверхности сходны с околорудными метасоматитами и создают ложное впечатление перспективности отдельных участков на колчеданное оруденение.

Распространение зон региональной пропилитизации контролируется трещинными структурами (разломами), которые служили путями для проникновения субвулканических кислых пород и являлись благоприятными резервуарами для разгрузки гидротермальных растворов.

Собственно медноколчеданная минерализация, по-видимому, проявилась в более позднее время. Эта вторая, собственно рудная стадия гидротермальной деятельности наложена на предрудную; она контролируется теми же структурами и, возможно, связана с поздними дайками либо субвулканическими интрузиями дацита. Конкретные тела рудоносных магма-

тических пород выделить трудно, поскольку гидротермальная деятельность обусловлена не конкретными интрузиями, а всем процессом затухающего вулканизма. Именно этим объясняется перекрывание рудными участками всех вулканогенных пород.

Рудоносные растворы были, по-видимому, низкотемпературными, поскольку из них, помимо рудных минералов, кварца, серицита, на верхних горизонтах отлагался гипс. Основная масса пирита, возможно, относится к первой стадии процесса, но некоторое количество серного колчедана сопровождало и рудную минерализацию.

Контакты околорудных метасоматитов (вследствие их наложенного характера) с пропилитами резкие и обычно следуют вдоль трещин. Гнезда и штоки массивных колчеданных руд, образовавшиеся метасоматическим путем в наиболее благоприятных структурных и литологических условиях, всегда отграничены от вмещающих окварцованных пород тектоническими линиями. Последние, по нашему мнению, являются результатом пострудной тектоники, когда в условиях сжатия компактные колчеданы реагировали на тектонические усилия как плотные тела и вызывали протыкания диапирового типа в окружающих их более пластичных пропилитах.

Взаимоотношения прожилково-вкрапленного (штокверкового) типа оруденения, развитого на месторождениях Влайков врых и Петелово, с собственно колчеданной минерализаций пока не совсем ясны. Возможно, что вмещающие их гранодиориты являются интрузивной фацией дацитов; тогда эти месторождения должны быть отнесены к представителям той же колчеданной формации. Но возможно, что они представляют аналоги гранодиоритов, проявившихся вдоль поперечных разломов в соседнем Медетском районе; тогда их следует считать аналогом вкрапленного оруденения, более позднего, чем колчеданное, связанного с последующим периодом геологического формирования Среднегорского антиклинория.

Таким образом, по возрасту рудную минерализацию мы склонны отнести к низам маастрихта. Предлагаемая схема образования месторождений Панагюрского района требует проверки на конкретном материале.

Медетский рудный район характеризуется совершенно иными геотектоническими и металлогеническими особенностями, чем сопредельный с ним Панагюрский. В его пределах размещаются месторождения порфирового типа, обычно образующиеся на средних стадиях развития геологических структур, относящихся к геоантиклиналям остаточного типа (Твалчрелидзе, 1966). Эти структуры сформировались в результате наложения на консолидированные жесткие зоны (геоантиклинали, плиты) повторного геологического цикла. Наложение осуществлялось по системе глубинных разломов, на месте которых образовались вулканогенные геосинклинали («зеленокаменные» геосинклинали, по М. В. Муратову, 1949), к типу которых, в частности, относится меловая депрессия Панагюрского района, охарактеризованная выше. Промежуточные структуры, сохранившие при общем погружении относительно поднятое положение, принадлежат к категории геоантиклиналей остаточного типа, оставшихся после регенерации крупной геоантиклинали. Такого рода структуры в отличие от геоантиклиналей объединенного типа, упомянутых нами при характеристике Старой Планины, формируются не путем наращивания их в результате консолидации соседних флишевых геосинклиналей, а путем расчленения в процессе образования вулканогенных наложенных геосинклиналей.

Геоантиклинали объединенного типа характерны для северной ветви Тетиса, геоантиклинали остаточного типа — для южной (Твалчрелидзе, 1964). В Болгарии к первому типу относится антиклинорий Старой Планины, а ко второму — антиклинорий Среднегорья. Геоантиклинали остаточного типа обычно испытывают сравнительно кратковременные погру-

жения, будучи захвачены нисходящими движениями соседних вулканогенных геосинклиналей. При складкообразовании и консолидации в них образуются крупные многофазные массивы умеренно кислых гипабиссальных гранитоидов (сиениты, монцониты, гранодиориты, банатиты). С последними и связана медно-молибденовая минерализация. Проявления магматизма обычно близповерхностные, в ряде случаев — плутонически-вулканические. Рудоконтролирующими являются долгоживущие разломы (месторождения Зангезура), либо вулканические аппараты концентрической и трубообразной формы (порфировый пояс США, Мексики и Чили).

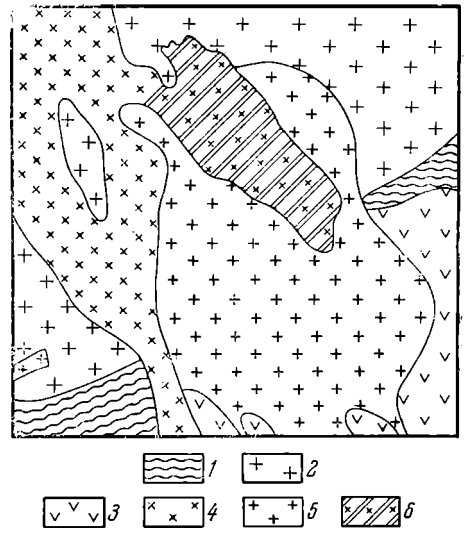
В зоне Среднегорья отсутствует столь четкое разделение структур на геоантиклинали остаточного типа и вулканогенные геосинклинали, как, например, на Малом Кавказе. Здесь к первому типу могут быть отнесены горсты, разграничивающие грабены, выполненные верхнемеловыми осадками. Однако заметных погружений они не испытывали, во всяком случае молодые вулканогенные осадки на них не сохранились. В связи с этим здесь, по-видимому, отсутствуют и крупные массивы гранитоидов (если только к ним не относятся елшишские граниты). Последние представлены сравнительно небольшими массивами, приуроченными к местам сопряжения продольных и поперечных разломов и участкам периклинальных замыканий складок. Именно такова обстановка (судя по последним тектоническим построениям Ек. Бончева) в районе Медетского плутона, интрузии горы Витоша и, по-видимому, в других местах, где в зоне Среднегорья проявлены ларамийские гранитоиды.

По данным А. Ушева, Ст. Мариновой-Чыпчаковой и Кр. Ангелкова (1962), напряженность тектонической обстановки в рудном поле Медет, обусловившая образование здесь месторождения, определяется западным периклинальным окончанием Среднегорского антиклинория, резким изгибанием всех развитых здесь структур и вергентностью складок верхнемеловых осадков.

Оруденение медно-порфирового типа во всех известных нам случаях формируется в условиях многофазного (в общем случае двухфазного) магматизма. Первая фаза магматизма сиенитовая (монцонитовая), вторая — гранодиоритовая (особенно характерны порфировидные гранодиориты). На контакте крупных массивов первой фазы (часто несущих скарновые руды железа) с малыми интрузиями штоковой или дайковой формы второй фазы и концентрируются месторождения. Обычно они размещаются в монцонитах, но иногда приурочены и к гранодиоритам.

Именно с такой обстановкой мы имеем дело на месторождении Медет, где промышленная рудная площадь расположена на контакте порфировидных гранодиоритов с монцонитами (фиг. 6). Остальные развитые здесь породы (гнейсы, среднегорские граниты и дайки молодых гранодиоритов) представляются общим фоном, пассивным к процессу рудообразования. Месторождение Медет соответствует медно-молибденовой формации и может быть отнесено к ее характерным представителям (А. Ушев, 1964).

Иначе дело обстоит с месторождением Елаците. Ни геологическая позиция, ни геологические особенности в его пределах не типичны для медно-молибденовых месторождений. Прежде всего здесь отсутствуют монцониты и оруденение, по-видимому, связанное с крупными дайками кварцсиенит-диоритов, размещается в старопланинских гранитах, локализуясь на их контакте с диабаз-филлитоидной формацией. Это обусловлено приуроченностью месторождения не к Среднегорской, а Старопланинской зоне, для которой этот тип чужд. Последнее подчеркивается и некоторыми геохимическими особенностями руд Елаците: отсутствием в них рения и повышенным содержанием золота, вообще характерного для Етропольского района.



Фиг.6. Геологический план месторождения Медет (по А. Ушеву и др., 1962)

1—древние кристаллические сланцы и гнейсы, *2*—палеозойские граниты, *3*—габбро-диориты, *4*—монцониты, *5*—порфировидные гранодиориты, *6* — рудоносная площадь

Не являются типичными медно-порфировыми также месторождения Влайков врых и Петелово. Они расположены в пределах вулканогенных полос между горстами, и поэтому в их рудах отсутствует молибден, чуждый для этого типа структур. Не обнаруживаются здесь и геологические особенности, характерные для медно-молибденовых месторождений,— наличие контакта между монцонитами и порфировидными гранодиоритами. В связи с этим оба эти месторождения в большей степени родственны медноколчеданной формации, чем медно-молибденовой, являясь как бы переходным типом между ними.

В восточной части Среднегорской зоны расположены Бургасский и Странджанский рудные районы. Они отличаются контрастным тектоническим положением: первый представляет собой меловой синклинорий, второй — юрский антиклинорий. Между ними фиксируется глубинный разлом — Боснийская дислокация.

Странджанский район испытал полный цикл геосинклинального развития в течение юрского периода. Геосинклиналь заложилась в триасе в результате регенерации северной части палеозойской Странджанской геоантиклинали и максимального прогибания достигла в юре. Вначале она представляла собой сравнительно неглубокий бассейн, на дне которого отлагались карбонатные и терригенные, а затем — флишоидные осадки. Позднее, в верхнеюрское время, в связи с прогрессирующим погружением бассейна и соответственно последовательным пересечением глубинными разломами, определяющими развитие данной геосинклинали, карбонатно-терригенное осадконакопление сменилось вулканогенным. Глубинные разломы, по-видимому, служили путями проникновения в верхние горизонты продуктов вулканизма. Последние представлены покровами, пирокластолитами и дайками диабазового состава, формирующими мощную верхнеюрскую диабаз-филлитовую толщу. Можно думать, что перед неокомом район испытал складчатость, сопровождающуюся инверсией и обращением геотектонического режима, в связи с чем более молодые отложения, широко развитые в соседнем Бургасском районе, здесь отсутствуют. Складчатость и поднятие Странджанского района компенсируется погружением соседней Бургасской синклинали, достигшим наибольшей величины в верхнем мелу, когда здесь накопилась мощная толща вулканогенно-осадочных пород пестрого состава — от основного до кислого. На границе с палеогеном осадки испытали складчатость и были интрудированы рядом массивов гранитоидов. Более подробно история геологического развития изложена Л. Василевым с соавторами (1962).

Если принять изложенную схему развития рассматриваемой территории и отнести южную ее часть к юрской геосинклинали, а северную — к меловой, то встанет вопрос о возможной разновозрастности развитых здесь

гранитоидов. Это предположение, высказываемое лишь на основании общих геотектонических соображений, противоречит существующему мнению (Василев, 1959 и др.) об одновозрастности всех магматических и рудных проявлений Юго-Восточной Болгарии. На наш взгляд его целесообразно проверить определениями абсолютного возраста гранитоидов.

Интрузивные породы, развитые в Странджанском и Бургасском районах, всеми исследователями (Василев, 1959; Йовчев, 1960; Василев и др., 1962 и др.) отнесены к сходным и одновременным образованиям верхнемелового — палеоценового возраста. По данным Л. Василева с соавторами (1962), в Бургасском районе изверженные породы оказывают контактное воздействие на отложения сенона и одновременно трансгрессивно перекрываются фаунистически установленными осадками приабона. Размеры интрузивных массивов различны — от мелких тел до интрузивов среднего размера (50—60 *км*^{2}). К последним в Бургасском районе относятся металлоносные массивы Россен и Вырли бряг, в Странджанском — Малко Тырново.

В составе изверженных пород отмеченных районов, на наш взгляд, можно подметить различие. В Странджанском районе встречаются габбро (Великовец) и габбро-пироксениты (Граматиково, Изгрев, Вършило, Малко Тырново), тогда как в Бургасском — основные фации гранитоидов представлены монцодиоритами и сиенитами (Россен, Вырли бряг), либо диоритами (Сливарово). Интрузивы трещинные, наиболее крупные из них контролируются антиклинальными структурами. Так, в Бургасском районе на общем фоне синклинория (Ямбольско-Бургасский синклинорий) выделяется Россенская антиклиналь, интрудированная в ядре массивом граносиенитов. Вырлибряжский плутон также приурочен к ряду брахиантиклинальных поднятий. На северо-восточном крыле Центральной Странджанской антиклинали выделяется второстепенная Малкотырновская антиклиналь с массивом интрузивных пород в ядре (Василев и др., 1962).

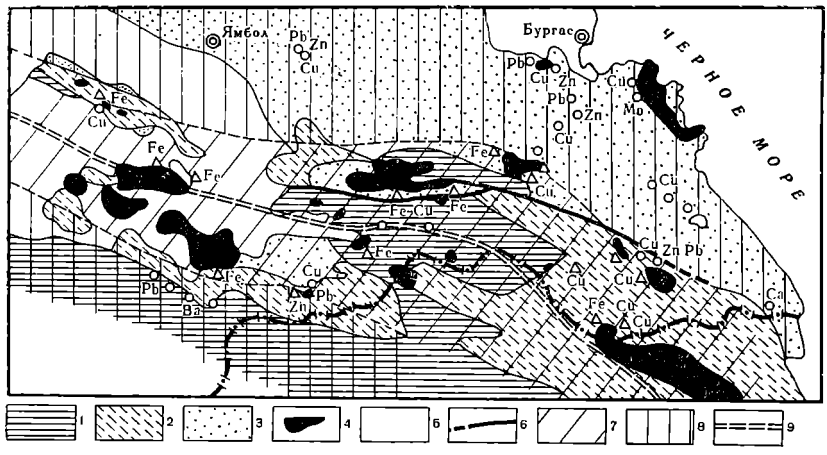
По составу изверженные породы петрохимически, по-видимому, связаны с вмещающими вулканогенными толщами, чем и обусловлено некоторое петрографическое и металлогеническое различие магматических проявлений двух районов. Нам представляется возможным, что завершение геосинклинального развития Странджанского и Бургасского районов сопровождалось внедрением гранитоидов неокомского и палеоценового возраста.

Бургасский район характеризуется развитием жильного сульфидного оруденения, пространственно тяготеющего к выходам изверженных пород граносиенитового состава. К наиболее значительным здесь относятся рудные поля Россен и Вырли бряг. Тесная пространственная связь кварцеворудных жил с гранитоидами при отсутствии оруденения в удалении от массивных пород наводит на мысль и об их парагенетической связи.

Россенское рудное поле объединяет ряд месторождений, локализованных вдоль приконтактной полосы верхнемеловой вулканогенной толщи и интрузива монцонит-сиенита (Тонев, 1959). Сгущение кварцевых жил отмечается в четырех пунктах, выделяемых в качестве самостоятельных месторождений,— Россен, Стаханов, Меден Рид и Червено Знамя.

Рудное поле Вырли бряг объединяет два типа рудных тел: жилы россенского типа и мощные оруденелые тектонические зоны смятия.

Странджанский район в геологическом и металлогеническом отношении отличен от Бургасского. Прежде всего здесь имеется два различных типа оруденения, представленных на месторождениях Граматиково и Малко-Тырново. Мы не нашли возможным отнести первое из названных месторождений к переходному от Россена к Малко-Тырново, а также не увидели следов горизонтальной зональности, выражением которой, по мнению



Фиг. 7. Схема региональной зональности верхнемеловых — палеоценовых рудных формаций в юго-восточной Болгарии (по Л. Василеву, 1959)

1 — предпалеозой и палеозой, *2* — триас и юра, *3* — верхний мел, *4*—верхнемеловой — палеоценовый интрузивный комплекс, *5* — третичные и четвертичные осадки, *6* — Боснийская дислокация, *7* — центральная зона высокотемпературных контактово-метасоматических месторождений, *8* — периферические зоны низкотемпературных гидротермальных месторождений, *9* — ось Странджанского антиклинория

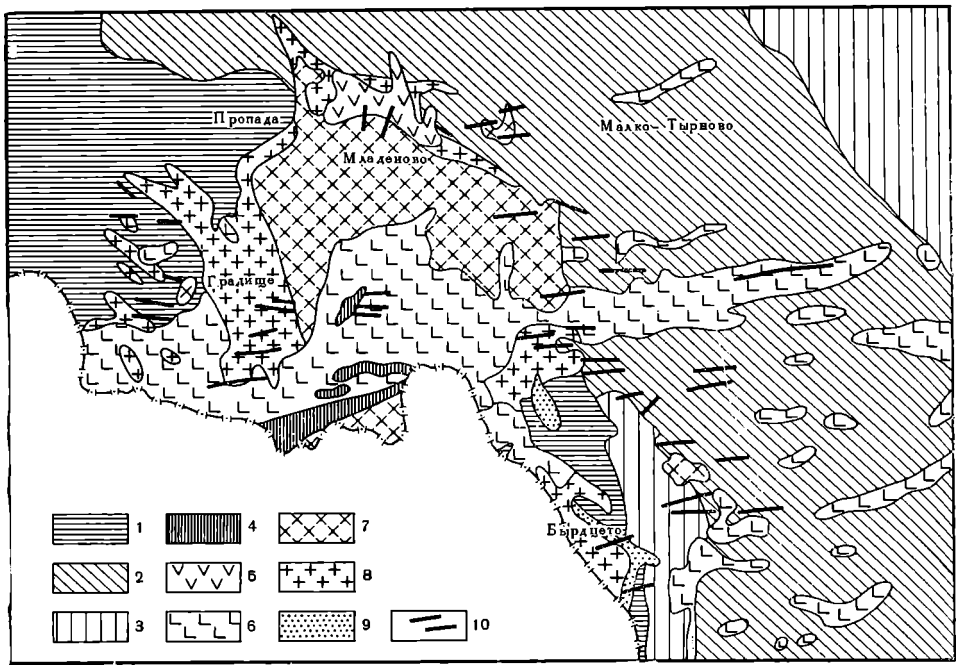
некоторых исследователей, и служит различие рудообразований этих двух районов. Металлогеническая зональность, засвидетельствованная здесь И. С. Йовчевым (1961), проявлена именно несходством рудоносности этих двух районов и отсутствием между ними переходных типов. В связи с этим схема зональности, предложенная Л. Василевым (1959), на наш взгляд, требует доработки (фиг. 7).

Граматиково, по нашему мнению, представляет собой медноколчеданное месторождение, образованное не одновременно с другими месторождениями Юго-Восточной Болгарии, как считает Л. Василев (1959), а значительно раньше — в верхней юре. В его пределах развито два морфогенетических типа рудных тел: согласные колчеданные залежи в верхнеюрских филлитоидных сланцах и линзы медноколчеданной руды, ассоциирующиеся с диабазами.

Именно два таких типа развиты на южном склоне Большого Кавказа и отнесены к формации, условно названной медно-пирротиновая (Твалчрелидзе, 1961).

Залежи медноколчеданных руд, подобные граматиковским, обычно питают идею о вулканогенно-осадочном происхождении колчеданных месторождений. Основой для подобных заключений служит, во-первых, согласное залегание руд с вмещающими осадочными породами; во-вторых, постепенный переход пород в рудное тело в лежачем боку при резкой смене руды осадочными породами — в висячем; в-третьих, асимметричность «чехла» гидротермального изменения вокруг залежи — измененные породы лежачего бока и неизмененные висячего бока и зальбандов. Все эти особенности представлены и на месторождении Граматиково. Оруденение здесь, по-видимому, следует связывать с верхнеюрским вулканизмом, широко проявленным в данном районе.

Малкотырновский тип, согласно Л. Василеву с соавторами (1964), представлен контактово-метасоматическим месторождением, связанным со скарнами, развитыми в ореоле сложного интрузивного тела пока не



Фиг. 8. Геологическая схема плутона Малко-Тырново (по Й. Йовчеву, 1961)

Отложения юры: *1* — лейас и доггер; *2* — оксфорд — кимеридж; *3* — титон; *4* — интрузивные породы IV фазы; *5* — то же, I фазы; *6* — то же, III фазы; *7* — то же, II фазы; *8* — то же, V фазы; *9* — скарны; *10* — дайки

выясненного возраста. Интрузив имеет трещинный характер, относится к близповерхностным образованиям и сформировался в результате шести последовательных фаз внедрения пород от основного (пироксениты, габбро) до кислого (гранит-порфиры) состава. Более поздние многочисленные дайки габбро-порфиритов и диорит-порфиритов.

Все рудные тела приурочены к широкому скарновому ореолу, возникшему на контакте интрузива с мраморами триаса. Среди последних выделяются магматические магнезиальные скарны и постмагматические — известковые, а среди рудных тел — магнетитовые (Пропада, Младеново), магнетит-халькопиритовые (Пропада), халькопиритовые (Градище) и халькопирит-пиритовые с шеелитом, молибденитом и бисмутином (Бырдцето). С фазой внедрения основных пород связана преобладающая масса магнетитового оруденения, с более поздними кислыми породами — медные руды с редкими металлами. Медная минерализация наложена на магнетитовую на участках Пропада и Младеново и развита самостоятельно на участке Градище (фиг. 8).

Обращает на себя внимание, что скарнирование мраморов триаса развивается не повсеместно вдоль их контакта с изверженными породами, а преимущественно по трещинным структурам. В еще большей степени трещинная тектоника контролирует локализацию рудных тел. Намечается ряд стадий минерализации, каждая из которых проявлена в связи с тектоническими движениями вдоль рудовмещающей структуры. Это объясняет часто наблюдающуюся на месторождении Пропада изолированность в пространстве магнетитового и халькопиритового оруденения. Дайки изверженных пород образовались позже магнетитовой минерализации и, воз-

можно, до медной, хотя некоторые их типы по аналогии с другими районами могут служить «вилкой» для сульфидного оруденения.

Отличия в проявлениях магматизма и эндогенной минерализации Странджинского и Бургасского районов в значительной степени обусловлены разным направлением их геологического развития. В верхней юре в Странджинской наложенной геосинклинали была сформирована вулканогенная толща диабазового состава. Можно думать, что дальнейшая эволюция магматического очага, давшего эту толщу, и привела к формированию многофазного Малкотырновского плутона. Магнетитовое оруденение в таком случае могло быть заимствовано в процессе ассимиляции железосодержащих вмещающих пород, как это представляет Л. Н. Овчинников (1960) для месторождений Среднего Урала.

Бургасский район сложен вулканогенной свитой кислого состава, характерной для всего Среднегорско-Понтийско-Малокавказского пояса (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965б). Можно предположить, что отсутствие в этом поясе крупных месторождений, залегающих в меловой толще, объясняется именно ее кислым составом. Действительно, контактово-метасоматические месторождения магнетита, такие, как Дашкесан в Азербайджане или Дзама в Грузии, приурочены к вулканогенно-осадочным толщам основного состава, в первом случае — юрского, во втором — эоценового возраста.

К Среднегорской металлогенической зоне, по-видимому, следует также отнести Устремский рудный район, находящийся в 50 *км* к северо-востоку от Марицского разлома. Полиметаллическое оруденение, вообще говоря не характерное для Среднегорской зоны, здесь представлено в условиях, близких к родопским. Вместе с тем оно выявлено не только в Устремском районе, а известно также на барит-сульфидно-золоторудном месторождении Барим вблизи г. Старая Загора, около г. Сливена (одноименное свинцово-цинково-медное месторождение), а также на недавно открытом проявлении Бакыджици и у г. Ямбол.

В Устремском районе, согласно В. Р. и Г. М. Милевым (1963), развиты три группы пород: 1) древние гнейсы и гранитоиды; 2) метаморфизованные конгломераты, сланцы и карбонатные породы триаса, и 3) песчаники и глины плиоцена. Район расположен на северо-восточном крыле Сакарской антиклинали. Главной рудоконтролирующей структурой является разлом северо-западного простирания с вертикальным падением. Кулисообразно к нему расположено 12 кварц-сульфидных жил; две из них имеют промышленное значение. Главный рудный минерал — галенит, количество которого в 3 раза превышает содержание сфалерита. Помимо кварца, присутствуют барит и анкерит. В. Р. и Г. М. Милевы склонны генетически связывать месторождение с Елховско-Тополовградским массивом гранита неясного (посттриасового — доплиоценового) возраста. Однако более вероятна связь оруденения с молодым вулканизмом, проявления которого в данном районе не сохранились.

Родопская металлогеническая зона совпадает с одноименным срединным массивом, в пределах которого сосредоточено значительное количество месторождений цветных металлов Болгарии, а также сопредельных с ней территорий Югославии и Греции (Костов, 1963; Константинов, Димитров, 1963). Родопский массив расположен между р. Марица на севере и востоке, с долиной которой совпадает глубинный разлом. Южной границей массива служит Эгейское море. В западном направлении Родопский массив непосредственно продолжается в пределы Югославии и Венгрии. Здесь сходными структурами являются Сербско-Македонский массив и Паннонская впадина. Вместе с тем Ек. Бончев (1955) считает западной границей массива линиамент Крайщид, а И. Костов — долину р. Места.

На западе Родопский массив вдоль Вардарской зоны соприкасается с геосинклиналью Динарид, на севере по Марицскому разлому — с Среднегорской зоной (см. фиг. 1).

В истории геологического развития Балканского полуострова Родопский массив, начиная с докембрия, служил областью поднятия. Лишь отдельные его части кратковременно погружались под уровень моря в триасе (в зоне крайщид), палеогене и плиоцене. Карбонатные породы триаса интенсивно метаморфизованы, обычно превращены в мраморы и визуально не отличимы от кристаллических пород древнего комплекса (Милев, Милева, 1963). Последний представлен гранитизированными, регионально- и контактово-метаморфизированными геосинклинальными отложениями докембрийского возраста. Различные кристаллические сланцы и гнейсы вмещают массивы так называемых южноболгарских гранитов, предположительно палеозойского возраста, а также небольшие тела ультрабазитов, также, по-видимому, палеозойских. Тектоника древнего субстрата Родопского массива весьма сложная, однако отдельные поднятия и погружения — антиклинальные и синклинальные структуры, разграниченные разломами глубокого заложения, здесь выделяются достаточно уверенно (Яранов, 1960б; Богданов, 1960 и др.).

К наиболее значительным поднятиям относятся субширотные Северное, Центральное и Южное в Средних Родопах, между которыми находятся соответствующие прогибы. Субмеридиональным поднятием является Маданско-Давидковский блок и Рило-Родопский купол, имеющие важное металлогеническое значение. Все они характеризуются плавной куполовидной формой, причем меридиональные структуры наложены на широтные (Константинов, Димитров, 1963).

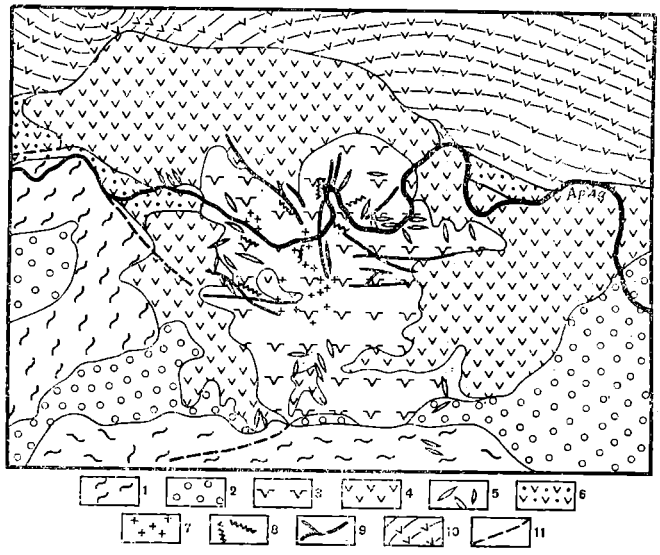
В Родопской зоне выделяются рудные образования двух металлогенических эпох: древней, в которой объединены все месторождения, сформированные в процессе становления кристаллического фундамента, и альпийской. Месторождения альпийской эпохи возникли в связи с вулканической деятельностью олигоцен-миоценового возраста, обусловленной активизацией массива в результате интенсивных тектонических движений в Вардарской и Крайщидской зонах.

К древней металлогении Родоп относятся мелкие пегматитовые жилы, иногда с бериллом и ортитом, а также непромышленные месторождения мраморов, графита и железа. Эти проявления связаны с кислым магматизмом или процессами метаморфизма. С ультрабазитами ассоциируются проявления хромитовой минерализации, магнетита, талька и асбеста.

В размещении молодых рудопроявлений Родоп в пространстве и времени И. Костов (1963) подмечает элементы региональной горизонтальной зональности, обусловленной, с одной стороны, эволюцией магматизма от олигоцена до плиоцена в направлении с востока на запад, а с другой — концентрическим развитием рудовмещающих структур. Эта зональность, выходящая далеко за пределы Болгарии в сопредельные территории Греции, Югославии и Турции, выражена относительным положением свинцово-цинковых, сурьмяно-ртутно-мышьяковых, флюорит-баритовых и отчасти — молибденит-шеелитовых месторождений.

В болгарской части Родопского массива можно выделить следующие рудные районы (с востока на запад): Маджаровский, Кырджалийский, Маданский, Северо-Родопский, Рило-Родопско-Пиринский и Осоговский. Размещение их контролируется поднятиями и глубинными разломами.

В Маджаровском рудном районе, расположенном в долине р. Арда, четко представлены два структурных этажа. Нижний этаж сложен кристаллическими породами фундамента Родопского массива, верхний, мощностью до 600 *м*,— вулканогенно-осадочными породами андезитового состава оли-



Фиг. 9. Геологическая карта Маджаровского рудного района (по Б. Маврудчиеву и др).

1 — древние метаморфиты и магматиты, *2* — обломочные и карбонатные отложения верхнего эоцена, *3* — трахиандезиты олигоцена, *4* — андезиты олигоцена, *5* — дайки трахиандезита (олигоцен), *6* — туфы (олигоцен), *7* — малые интрузии (олигоцен-миоцен), *8* — субвулканические дайки (олигоцен—миоцен), *9* — рудные жилы, *10*—моласса (миоцен), *11* — разломы

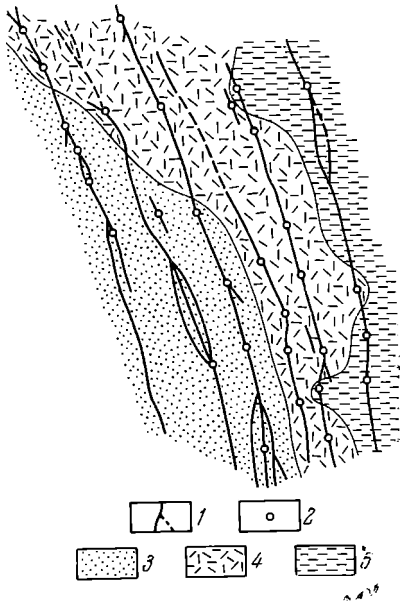
гоценового возраста. С дайками и малыми интрузиями базальтов, монцонитов и сиенит-порфиров верхнего олигоцена ассоциируют многочисленные кварц-сульфидные жилы. Последние ориентированы в северо-западном, меридиональном и широтном направлениях, обладают крутым падением, большой протяженностью и мощностью. Из жильных минералов Ат. Н. Атанасов (1962) в рудах отмечает кварц, халцедон, барит, кальцит и гидрослюду; рудные минералы представлены главным образом галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, гематитом. Здесь устанавливается наиболее богатое в Родопах содержание золота и серебра, а также висмута, сурьмы, селена, теллура и других редких элементов. Рудовмещающие вулканогенные породы интенсивно пропилитизированы, иногда до степени вторичных кварцитов. Ат. Н. Атанасов (1962) выделяет семь стадий минерализации, которыми обусловлена вертикальная зональность в размещении главных рудных и нерудных минералов.

Характер рудовмещающих пород и малых интрузий и взаимоотношение с ними рудных тел не оставляют сомнения в вулканическом происхождении этого интересного рудного района (фиг. 9). Маджаровское месторождение может служить примером четкой связи оруденения с вулканизмом, проявившимся в континентальных условиях. Подобные проявления вулканизма андезитового состава целесообразно назвать «вулканизмом складчатых областей» (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965а). Сходство с Маджаровским месторождением рудных образований других районов Родопского массива, где отсутствуют проявления молодого вулканизма, может быть использовано в качестве довода в пользу их генетического родства и также молодого возраста.

Кырджалийский рудный район аналогичен Маджаровскому. Здесь известно месторождение Звездел-Галенит, представленное широтной круто-

падающей тектонической зоной смятия. В ее пределах рудные скопления имеют столбовое распространение. В рудном районе известен ряд мелких рудоносных зон, заслуживающих изучения.

Маданский рудный район является одним из известных по распространению свинцово-цинковых месторождений. По данным Й. С. Йовчева (1961), Р. Д. Докова и А. Г. Попова (1963), в строении района принимают участие две серии допалеозойских пород. Нижняя серия представлена биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов и амфиболитов, а также парагнейсов; верхняя — кристаллическими сланцами с прослоями мраморов и амфиболитов. В северо-западной части района дислоцированные образования докембрия перекрываются осадками палеогена.



Фиг. 10. Схема размещения главных минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе (по Р. Д. Докову и А. Г. Попову, 1963)

1 — рудоносные разломы, *2* — месторождения, *3* — зона ранней кварц-сфалерит-галенитовой минерализации, *4* — зона смешанных ранней и поздней минерализаций, *5* — зона поздней кварц-галенитовой минерализации

Среди развитых в районе многочисленных разломов выделяются крупные, в основном меридионального направления нарушения, секущие отложения палеогена и в свою очередь пересекаемые миоценовыми дайками риолитов. Именно к этим нарушениям приурочены многочисленные свинцово-цинковые месторождения Маданского района (фиг. 10).

Оруденение в основном локализовано в кварц-сульфидных жилах. В местах пересечения рудными жилами горизонтов мраморов в последних образуются метасоматические залежи сплошных массивных свинцово-цинковых руд типа манто.

В различных месторождениях района Р. Д. Доков и А. Г. Попов (1963) выделяют семь стадий минерализации (парагенетических ассоциаций), из которых наиболее продуктивны кварц-сфалерит-галенитовая и более поздняя кварц-галенитовая. Первая из них получила наибольшее развитие в юго-западной части района, вторая — в восточной его части (фиг. 10).

Наиболее богатое оруденение отмечается в меридиональных участках жил с крутым углом падения. Часто обогащение рудными минералами отмечается на контактах с дайками риолитов, латитов, дацитов и андезитов, а также в местах пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Метасоматические тела в мраморах сопровождаются зонами родонитовых скарнов с эпидотом, ильвантом, геденбергитом и др. Галениты Маданского района богаты серебром и сурьмой. В рудах присутствуют таллий, теллур, кадмий и другие элементы (Константинов, Димитров, 1963).

Северо-Родопский район состоит из двух крупных рудных полей: Лыкинского и Давидковского. Они содержат свинцово-цинковые рудопроявления, а также минерализацию шеелита, молибденита и висмутина.

Маданский и Северо-Родопский районы приурочены к Среднеродопскому пологому куполу, выделенному Д. Ярановым (1960б). Здесь отмечаются проявления олигоцен-миоценового вулканизма, контролируемого

разломами. Данная область может быть отнесена к одному из центров молодого андезитового вулканизма и связанного с ним оруденения. Элементы зональности, намечаемые в этой области отдельными исследователями (Йовчев, 1961; Малахов, 1962; Костов, 1963; Константинов, Димитров, 1963 и др.), могут быть с успехом использованы для поисков новых месторождений свинца и цинка, сурьмы, ртути, мышьяка, а возможно, и золота.

Рило-Родопско-Пиринский рудный район расположен в пределах Западно-Родопских гор — Рила и Пирин. В западном направлении он ограничивается разломами Крайщидной системы, с которыми совпадает долина р. Струма, на севере — границей со Среднегорской зоной (Марицкий разлом). Эта территория представляет непосредственное продолжение Средних Родоп. В ее пределах широко развиты древние кристаллические сланцы, обнажающиеся в Рило-Родопском и Пиринском куполах. Ядра куполов интрудированы гранитами южноболгарского типа. В районе известны и выходы альпийских гранитов (Яранов, 1960а). В погружениях между куполами, где прослеживаются разломы Крайщидной системы, расположены Местанская и Струмская впадины, выполненные вулканогенно-осадочными породами палеогена андезит-риолитового состава.

Наравне с элементами сходства в геологическом строении данного района со Средними Родопами в нем отмечаются и следующие существенные различия:

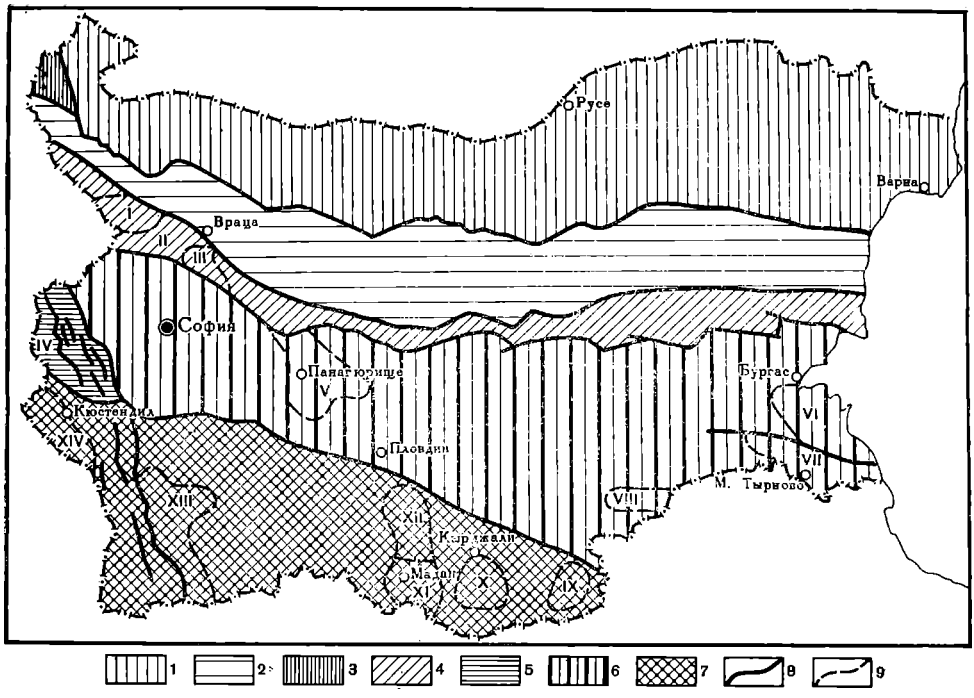
1. Пликативные структуры и крупные разломы здесь имеют не балканидное (субширотное), а динаридное (северо-западное) направление.

2. Если в Средних Родопах вулканогенные образования контролируются широтными структурами, а рудные — меридиональными, то здесь картина обратная — проводниками проявлений молодого вулканизма служили меридиональные нарушения, а гидротермальной деятельности — широтные.

3. Металлогения данного района специфична, что определяется наличием здесь редкометалькой минерализации, по-видимому, связанной с молодыми гранитами (месторождения вольфрама Грынчарица, молибдена — Бабяк, Синаница и др.). Связь шеелитового и молибденитового оруденения с молодыми гранитами предполагается на основании их постоянной ассоциации в пространстве (например, в Средних Родопах Юговский и Смолянский массивы), тогда как южноболгарские граниты, обнаженные на обширных площадях, не содержат рудной минерализации.

С вулканогенными породами палеогенового возраста ассоциируются (и, по-видимому, связаны генетически) незначительные свинцово-цинковые и сурьмяные проявления, установленные в долинах рек Места и Струма, а также минерализация флюорита (месторождения Славянка и Михалково). Последняя приурочена к метаморфическим породам, однако верхние горизонты рудных тел месторождения Славянка залегают в отложениях плиоцена, чем и определяется крайне молодой возраст оруденения. Район в целом перспективен на вольфрам, молибден и золото.

Осоговский рудный район выделяется на западной периферии болгарской части Родопского массива. Принадлежность этой территории к срединному массиву признается не всеми исследователями. В частности, Ек. Бончев сообщил нам, что западную границу массива он проводит по линии Крайщидского линиамента, а поскольку данный район находится западнее этого разлома, то его не следует причислять к Родопам. Вместе с тем здесь также на широкой площади обнажаются древние кристаллические сланцы и граниты южноболгарского типа, перекрытые третичными вулканогенно-осадочными толщами. С последними, по-видимому, и связаны сравнительно недавно выявленные здесь свинцово-цинковые проявления, наиболее крупным из которых является месторождение Руэн.



Фиг. 11. Схема металлогенического районирования Болгарии (по материалам Ек. Бончева, 1955; Й. Йовчева, 1960, 1961 и др.)

1 — Мизийская плита, *2* — Предбалкан, *3* — Южные Карпаты, *4* — Старая Планина, *5* — Крайще, *6* — Среднегорье, *7* — Родопский массив, *8* — главнейшие глубинные разломы, *9* — условные границы рудных районов. Рудные районы (номера на карте): *I* — Чипровский, *II* — Врачанский, *III* — Етропольский, *IV* — Крайще, *V* — Панагюрский, *VI* — Бургасский, *VII* — Странджанский, *VIII* — Устремский, *IX* — Маджаровский, *X* — Кырджалийский, *XI* — Маданский, *XII* — Северо-Родопский, *XIII* — Рило-Родопо-Пиринский, *XIV* — Осоговский

Зона Крайще, по данным Й. С. Йовчева (1961), характеризуется наличием золотоносных кварцевых жил с сульфидами (пирит, халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит) и шеелитом. Они связаны с герцинскими гранитоидами либо с позднегерцинскими малыми интрузиями. С более молодой (возможно, альпийской) металлогенией связаны баритовые жилы и проявления киновари. Сходны со Старопланинскими вкрапленное медное оруденение в песчаниках нижнего триаса (бундзенштейн) и свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах среднего триаса. Все отмеченные рудопроявления не имеют промышленного значения.

Металлогения Крайще, в основных чертах сходная с металлогенией Старой Планины, позволяет отнести эту зону к аналогичной ей геолого-структурной зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отмеченные выше металлогенические особенности главных тектонических зон Болгарии находятся в прямой зависимости от истории формирования этих региональных структур, представляющих детали строения северной и центральной частей складчатого пояса Тетис. Все эти зоны характеризуются поясовым распространением в субширотном направлении,

Основные особенности металлогенических зон Болгарии

Зона	Геотектонический тип зоны	Характер осадконакопления	Рудоконтролирующие структуры	Магматические формации	Рудные формации
Старая Планина	Геоантиклиналь объединенного типа	Мощные геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи палеозоя	Трещинные структуры в антиклинориях	Гранитоиды умеренно-кислого состава	Скарново-магнетитовая, сидеритовая, галенит-сфалеритовая
			То же	Дайки диорит-порфиритов	Кварц-золото-шеелитовая
		Континентальные и эпиконтинентальные карбонатные и терригенные осадки мезозоя	Синклинальные структуры, осложненные разломами	Не наблюдаются	Галенит-сфалерит-борнитовая
Среднегорье	Геоантиклиналь остаточного типа	Докембрийские кристаллические сланцы и палеозойские граниты	Пересечение диагональных и субширотных разломов	Монцонитовая и порфировидных гранодиоритов	Медно-молибденовая порфировая
	Наложенная вулканогенная геосинклиналь	Верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща андезит-дацитового состава	Разломы глубокого заложения	Субвулканическая дацитовая	Медноколчеданная, марганцевая эксгаляционно-осадочная
			Трещинные структуры	Граносиенитовая	Халькопиритовая с молибденитом
		Верхнеюрская флишоидная и вулканогенно-осадочная толща	Трещинные структуры и локальные разломы	Пироксенит-габбро-гранит-порфировая	Скарново-магнетитовая и халькопиритовая
Родопы	Срединный массив (активизированный)	Докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы	Трещинные структуры	Палеозойские и альпийские граниты	Молибденит-шеелитовая, пегматитовая и др.
		То же, перекрытые вулканогенно-осадочными толщами палеогена	Меридиональные разломы глубокого заложения	Трахитовая, дацитовая, андезитовая, малых интрузий	Свинцово-цинковая (баритфлюоритовая, сурьмяно-ртутная)

согласным с общим простиранием складчатых структур и разломов Марицкой системы (Бончев, 1961).

На фиг. 11 схематично показано размещение главных зон и в их пределах — основных рудных районов. Специфика металлогении каждой из зон обусловлена не только стадиальным их развитием во времени, но главным образом сходным строением и направлением развития отдельных сегментов складчатой области Балканского полуострова. В таблице отражены основные особенности тектоники, магматизма и металлогении этих сегментов.

Размещение наиболее продуктивных рудных районов в пределах поясов в значительной степени обусловлено поперечными структурами.

Анализ карты полезных ископаемых Болгарии (Йовчев, 1961) позволяет наметить еще одно направление, вдоль которого выделяется широкая полоса, косо секущая всю страну с северо-запада на юго-восток. Эта полоса охватывает рудные районы Северо-Западных Балкан, Медетский, Панагюрский, а также Родопские (Мадан, Северо-Родопский, Маджарово). В геологическом отношении полоса совпадает с выходами на поверхность наиболее древних интенсивно дислоцированных отложений. За пределами Болгарии на продолжении данной структуры к северо-западу находятся рудные области Трансильвании, Западных Карпат и герцинского Богемского массива. К юго-востоку в этой же полосе расположены медные месторождения Греции, Кипра и хромитовые месторождения Западной Анатолии (см. фиг. 1).

Металлогенические построения, приведенные в настоящей статье, не представляют собой принципиально новую схему металлогении Болгарии. По масштабу и детальности разрешения отдельных полемических вопросов они полностью соответствуют известной металлогенической схеме Й. С. Йовчева (1961) и произведенному им металлогеническому районированию. Возможно, что существенно новым в данной попытке является использование в качестве основы металлогенического анализа геотектонически разнородных сегментов исходных составных частей геосинклиналей, выделяемых в качестве самостоятельных металлогенических зон.

ЛИТЕРАТУРА

Атанасов Ат. Н. Стадия на минералия, първична зоналност и генезис на полиметалното месторождение Маджарово.— Годишник на Софийская ун-та, т. 55, кн. 2, Геол., 1962.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

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

Богданов Б. Геоложжки страеж и структура на Маданския руден район.— Годишник на минно-геол. ин-т. София, т. 6, ч. 1 и 2, 1960.

Бончев Ек. Геология на България, ч. 1. Изд-во «Наука и изкуство», 1955.

Бончев Ек. Бележки върху главните разломни структури в България.— Трудове върху геол. на България, сер. стратигр. и тектоника, кн. 2, 1961.

Бончев Ек. По въпроса за тектонската връзка между Балканидите и Южнийте Карпати.— Трудове върху геол. на България, сер. стратигр. и тектоника, кн. 4, 1962.

Бончев Ек., Карагюлева Ю. Среднегорският антиклинорий и Старопланинският гранитен навлак.— Трудове върху геол. на България, сер. статигр. и тектоника, кн. 2, 1961.

Бояджиев Ст., Чыпчакова Ст. Петрология на Елишишко-Бошулския плутон.— Годишник на Гл. Упр. на геология. София, т. 13, 1962.

Василев Л. Към проблема за първичната регионална и възлова зоналност на горнокредно-палеоценските рудни формации в югоизточна България.— Годишник на Упр. за геол. проугв. акад. А, т. 10, София, 1959.

Василев Л., Кулаксъзов Г., Савов С. Обяснителна записка към геоложката карта на НР България. Гл. Упр. по геол. и охр. на земн. недра, София, 1962.

Василев Л., Стайков М., Иванова-Панайотова В., Нечев Хр. Скарни и руди в ореола на Малкотърновския плутон, Странджа Планина.— В кн.: Сборник в чест акад. Й. С. Йовчева, София, 1964.

Вергилов В., Кожухаров Д., Боянов Ив. Бележки върху допалеозоиските метаморфии комплекси в Родопския масив.— Изв. на Геол. ин-т, Българ. АН, кн. 12, 1963.

Власов Г. М. Условия образования золото-серебряных месторождений пропилитовой формации, их отношение к интрузивным и эффузивным породам.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии.— Труды геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. серия, т. 10 (15), 1957.

Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Недра», 1964.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма при образовании осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа).— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965а.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых чертах сходства вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии.— В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации. София, 1965б.

Димитров Стр. О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1959.

Димитров Стр. О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Доков Р. Д., Попов А. Г. О некоторых особенностях зональности размещения минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе.— В кн.: Конференция Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Йовчев Й. С. Полезни изкопаеми на НР България. Кн. 1. Геоложки основи на полезните изкопаеми. София, Изд-во «Техника», 1960.

Йовчев Й. С. Полезни изкопаеми на НР България. Кн. 2. Цветни метали. София, Изд-во «Техника», 1961.

Кольбертальдо Д. Свинцово-цинковое месторождение Райбл во Фриули.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1951.

Константинов К., Димитров Р. Полезните изкопаеми на Средните Родопи.— Трудове върху геол. на България, сер. геох. минер. и петр., кн. 4, 1963.

Костов И. Минералогическо районiране на Родопите.— Трудове върху геол. на България, сер. геох., минер. и петр., кн. 4, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. 1. Изд. МГУ, 1951.

Малахов А. А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Милев В. Р., Милева Г. М. Геология и характерни особености на оловно-цинковото месторождение Устрем.— Трудове върху геол. на България, сер. геох., минер. и петр., кн. 4, 1963.

Минчева-Стефанова Й. Минералогия и произход на полиметалическото находище Седмочисленци в Западна Стара Планина. Българска Академия на науките, Геол. ин-т, София, 1961.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1962.

Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород.— Сов. геол., № 1, 1962.

Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1960.

Петрашек В. Э. Доказательства гидротермального образования свинцово-цинковых месторождений в Известняковых Альпах.— Новости зарубежн. геол., вып. 12, 1959.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, Изд-во АН СССР, 1959.

Радонова Т. Първична минерализация и околорудни изменения в района на м. Радка, Панагюрско.— Трудове върху геол. на България, сер. геох. и полезни ископ., кн. 3, 1962.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития.— Материалы к IV Всес. металлогенич. совещ. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1965.
Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1957.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Твалчрелидзе Г. А. О металлогенической эволюции земной коры.— Геол. сб. Кавказск. ин-та мин. сырья, № 2, 1962.
Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, Изд-во «Наука», 1964.
Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. Изд-во «Недра», 1966.
Тонев Ив. Върху минерализацията и генезиса на Тургаските рудни жили.— Годишник на Упр. за геол. произв. София, т. 10, 1959.
Ушев А. Медно-молибденовое месторождение Медет в Народной Республике Болгарии.— Разв. и охрана недр, № 4, 1964.
Ушев А., Маринова-Чыпчакова Ст., Апгелков Кр. Медетският плутон и свързано с него медно месторождение «Медет» Панагюрско.— Приноси към геол. на България, т. 1. София, 1962.
Форган К. Свинцово-цинковое месторождение Странг.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1951.
Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон.— Геол. рудн. месторожд., № 4, 1962.
Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геол., № 11, 1960.
Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ, 1958.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. ИЛ, 1957.
Яранов Д. Тектоника на България. София, Държ. изд-во «Техника», 1960а.
Яранов Д. Напречните понижения в Родопско-Анадолската антеклиза и тяхното металогенетично значение.— Списание Бълг. геол. дружество, т. 21, № 2, 1960б.

Aleksiev B. Sedimentäre Manganerze des Oligozäns bei Varna (Bulgarien). Freiberger Forschukgeshefte, C-79, 1960.
Hegemann F. Entstehung der kalalpinen Plei — Zinkerlagerstätten.— Neues Jahrb. Min., Monatsh., 7/8, 1960.

Кавказский институт минерального сырья (КИМС)

Е. Т. Шаталов

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Перед геологами Советского Союза, работающими в производственных и научно-исследовательских организациях, Всесоюзным геологическим совещанием, состоявшимся 24—26 февраля 1965 г. в г. Москве, поставлены важнейшие задачи по дальнейшему расширению минеральносырьевой базы страны и повышению экономической эффективности геологоразведочных работ на основе научного прогнозирования, совершенствования и комплексирования методов поисков и разведки. Научно-исследовательские институты призваны этим совещанием всемерно развивать теоретические исследования, открывающие новые перспективы выявления и использования полезных ископаемых, расширять исследования по их прогнозированию.

Среди таких работ немаловажное значение имеют металлогенические исследования, завершаемые составлением металлогенических и прогнозных карт. В течение 10—15 лет после войны успешно развивались основы региональной металлогении, составлялись мелкомасштабные металлогенические карты для всей территории СССР и для отдельных крупных регионов, таких, как Урал, Кавказ, Центральный Казахстан, Забайкалье, Якутия, Приморье и др.

В 1957—1958 гг. возникло новое направление региональной металлогении—металлогения рудных районов, целью которой были более детальные исследования локальных рудоносных площадей, рудных районов, рудных зон и узлов, с составлением металлогенических и прогнозных карт средних (1 : 200 000 — 1 : 100 000) и крупных (1 : 50 000 — 1 : 25 000) масштабов. На таких картах показываются закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, выявленные в пределах рудного района. Основной задачей составления карт является прогнозирование по внешне не связанным между собой рудопроявлениям и благоприятным геологическим предпосылкам вероятного расположения новых, более локальных рудоносных площадей (а иногда и отдельных месторождений) с возможной оценкой прогнозных запасов полезных ископаемых. На этих картах показываются районы, в которых рекомендуется в дальнейшем проводить геолого-съемочные и поисково-разведочные работы.

Настоятельная необходимость составления металлогенических и прогнозных карт указанных масштабов вызывается недостаточностью мелкомасштабных металлогенических карт, показывающих лишь самые общие закономерности размещения рудоносных площадей, в лучшем случае — металлогенических зон. Для направления геолого-поисковых работ недостаточны и регистрационные карты полезных ископаемых, которые состав-

ляются при планомерной геологической съемке на обычной геологической основе. Месторождения полезных ископаемых на этих картах показываются вне связи с геологическими факторами их образования. Регистрационные карты играли и играют большую роль в систематизации географических и отчасти экономических данных полезных ископаемых, но они не удовлетворяют возрастающих потребностей производственных геологических организаций.

С повышением эффективности геолого-поисковых работ потребовалось составление средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт с более конкретными рекомендациями по направлению геолого-поисковых работ и количественной оценкой перспектив локальных рудоносных площадей — рудных районов, рудных зон и рудных узлов.

Вследствие этого научно-исследовательскими и геологоразведочными организациями наряду с обязательными при геологической съемке регистрационными картами составляются в большом числе различные карты, показывающие закономерности размещения полезных ископаемых. Среди этих карт выделяют карты для рудных и части нерудных месторождений — металлогенические, минерагенические, прогнозно-металлогенические, прогнозные. Для горючих полезных ископаемых, солей и различных нерудных месторождений такие карты обычно называются прогнозными — нефтегазоносности, угленосности, соленосности и т. д.

Ниже рассматриваются основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт рудных районов, преимущественно с эндогенной минерализацией, даны некоторые предложения о месте этих карт в общей системе геологического картирования территории страны. В статье не затрагиваются основные положения составления прогнозных карт рудных полей детальных масштабов 1 : 10 000 и крупнее, которые, согласно решению Второй объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых (г. Киев, 1960 г.), к металлогеническим картам не относятся.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВИДЫ И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Предложения по составлению металлогенических и прогнозных карт разработаны в геологических институтах и производственных организациях республик — Узбекской (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев, В. Г. Гарьковец, Т. М. Мацокина, М. К. Калабина и др.), Украинской (Я. Н. Белевцев и др.), Казахской (Г. Н. Щерба, П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов, А. А. Куденко, В. П. Стаценко, Ю. Ю. Воробьев и др.), Армянской (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчан), Азербайджанской (Р. Н. Абдуллаев, Г. И. Керимов и др.), Грузинской (Г. А. Твалчрелидзе, Е. М. Абамелик и др.). По территории Российской Федерации большие работы ведутся на Урале (А. В. Пуркин, В. М. Седов, А. И. Александров и др.), в Восточной Сибири (С. М. Ткалич, В. С. Малых, Н. Г. Ключанский, Н. А. Фогельман и др.), на Дальнем Востоке (Е. А. Радкевич, В. С. Коренбаум, М. В. Чеботарев и др.), в Якутии (Б. А. Лемкова, К. В. Яблоков, А. Г. Савченко) и в других регионах.

Методика составления металлогенических карт средних и крупных масштабов разрабатывалась как специальная тема в ИГЕМ АН СССР (Шаталов и др., 1964). Опыт работы узбекских геологов обобщен в материалах Первого среднеазиатского совещания по методике составления металлогенических и прогнозных карт (Вопросы методики..., 1964), геологов других регионов за последние годы — в сборнике «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт» (1966). Ценные пред-

ложения по рассматриваемому вопросу внесены А. И. Семеновым (1963).

Металлогенические и прогнозные карты средних и крупных масштабов (чаще — комплекты их), составляемые в многочисленных указанных выше научно-исследовательских институтах и геологических организациях, имеют совершенно различное назначение, содержание и условные обозначения. Как правило, они не сопоставимы друг с другом по научным принципам и методике составления иногда даже в пределах одного геологического региона или учреждения. Вместе с тем в них имеются и общие черты, которых, впрочем, значительно меньше.

Ниже сделано сравнение существующих методов составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт по некоторым основным позициям: 1) наименование карт, входящих в комплект; 2) характер основы главной карты комплекта, обычно называемой металлогенической, выделение на ней рудоконтролирующих факторов; 3) способ изображения месторождений полезных ископаемых; 4) нанесение на металлогеническую карту данных о связях месторождений со стадийностью формирования геологических структур; д) содержание прогнозных карт.

Большинство организаций в качестве основных карт комплекта выделяют металлогеническую и прогнозную, обычно составляемую на накладной восковке. Такая методика предложена и используется указанными выше геологами ИГЕМ АН СССР, Урала, Восточной Сибири, Украины, Казахстана, Узбекистана и др. Вместе с тем практикуется и составление одной карты, называемой металлогенической (КИМС, Геологический институт Армении), минерагенической (ДВГИ СО АН СССР), прогнозной геологической или объемной прогнозно-геологической (Семенов, 1963), геологической с металлогенической накладкой (Киргизия, Казахский геофизтрест). Все эти карты содержат в той или иной степени некоторые элементы прогноза, во всяком случае в виде металлогенического районирования и выделения новых перспективных участков. В. Т. Матвеенко считает целесообразным составлять несколько улучшенную против существующей регистрационную карту месторождений полезных ископаемых, оценочно-перспективную (прогнозную) карту и карту рекомендаций, а также металлогенические карты в целом для более или менее обширной территории, охватывающей металлогенические зоны и рудные районы без полистной их разграфки.

Кроме этих основных карт, металлогенических и прогнозных, в большинстве регионов составляются дополнительные карты, как входящие в общий комплект, так и вспомогательные рабочие. Обычно составляются специализированные карты наиболее важных особенностей строения и состава пород данного района, влияющих на размещение оруденения,— структурные, петрографические, формационные, литолого-фациальные, палеогеографические, геоморфологические, физических свойств пород.

Геологи Узбекистана предлагают дополнительно составлять специфические «глубинные» карты: древних поверхностей, мощностей рудоносных толщ, покровов, отдельных горизонтов; карты глубин залегания различных комплексов и рудоносных структур; карты эрозионных срезов для различных тектоно-магматических этапов.

Особое внимание уделяется составлению дополнительных карт всех проявлений минерализации, в том числе гидротермальных изменений пород, металлометрических, шлиховых, геохимических и гидрохимических. Геофизические карты составляются по методам исследований. Некоторые организации составляют карты совмещения благоприятных рудоконтролирующих признаков.

Кроме того, в рабочие комплекты карт входят также регистрационные карты полезных ископаемых, карты поисковой (шлиховой, металлометри-

ческой, геохимической и геофизической) изученности по методам или на определенные полезные ископаемые.

Перечисленные карты составляются отдельно или в виде прозрачных накладок, совмещаемых с основной металлогенической картой.

Многие организации составляют карты-врезки более крупного масштаба, поясняющие выявленные локальные закономерности размещения руд и проявлений минерализации.

Относительно основы металлогенических карт принципиальных разногласий не имеется. Все исследователи сходятся на том, что такой основой должна быть специализированная геологическая карта, называемая иногда специализированной структурно-геологической или структурно-литологической. Значительно реже основой служит специализированная тектоническая карта (некоторые организации Казахстана и Узбекистана, Иркутское и Западно-Сибирское геологические управления, КИМС) или специализированная геолого-геохимическая (ДВГУ).

Специализация основы карты выражается в подчеркивании и более детальном нанесении данных о рудоконтролирующих факторах (литологических, структурных, магматических), характерных для данного района, а также в нанесении всех выявленных с ними связей минерализации. Это — общий принцип, выдерживаемый на всех металлогенических картах.

Наибольшие расхождения существуют в обозначениях месторождений полезных ископаемых и других проявлений минерализации. Этот вопрос имеет не только техническое значение. Существует много особенностей месторождений, которые возможно отразить на металлогенических картах. К числу основных из них относятся генетический тип, рудная формация, вид полезного ископаемого, морфология месторождений, отношение к вмещающим породам, размеры месторождений, промышленное значение и др.

Большинство исследователей использует форму знака для обозначения генетического типа месторождения, но на некоторых картах формой знака показывается ведущее полезное ископаемое, рудная формация, минеральный тип или даже возраст месторождений и связь их со стадиями развития тектоно-магматического цикла. Окраска знака показывает характерные черты месторождений — рудную формацию и минеральный тип или ведущее полезное ископаемое, а иногда и возраст месторождений, и связь их с осадочно-вулканогенными формациями и интрузивными комплексами.

Следует отметить применение всевозможных внутренних и внешних усложнений знаков месторождений для самых различных целей. Так, например, иногда дополнительным усложнением знака показывается рудная формация (Я. Н. Белевцев). На картах Азербайджана (Р. Н. Абдуллаев) формой знака показывается металлогенический тип месторождения (доскладчатый, складчатый, постскладчатый), дополнительными штрихами — генетический тип, цветом — полезное ископаемое, дополнительной цветной обводкой — возраст оруденения по эпохе складчатости. На картах Казахстана (Г. Н. Щерба и др.) форма знака показывает вид основного полезного ископаемого, внутреннее заполнение — генетический тип (или рудную формацию).

Морфология месторождения обычно показывается дополнительными значками внутри основного знака, реже — его формой. Размеры знака характеризуют градации месторождения по величине на всех картах.

Ряд исследователей считают необходимым показывать связь месторождений полезных ископаемых со стадиями развития тектоно-магматического цикла подвижных поясов и на картах средних и крупных масштабов. Это достигается выделением металлогенических типов месторождений

(доскладчатого, складчатого, постскладчатого — Г. А. Твалчрелидзе, С. С. Мкртчан, Р. Н. Абдуллаев) или отнесением месторождений к этим стадиям (Я. Н. Белевцев, В. Т. Матвеенко, С. М. Ткалич, Е. Т. Шаталов). Способы обозначения этой связи различны.

На картах, составляемых уральскими и казахстанскими геологами, такого рода данные не наносятся.

Прогнозные карты составляются обычно в виде накладной восковки, на которой нанесены конечные данные по металлогеническому районированию с относительной перспективной оценкой отдельных рудоносных площадей и указанием очередности и методов их исследования (карты Урала, Казахстана, Восточной Сибири, Украины, Азербайджана и др.). Градации и критерии оценки площадей по степени их перспективности на прогнозных картах самые различные, количественная оценка прогнозных запасов на них, как правило, не дается.

ПРЕДЛАГАЕМЫЕ ВИДЫ И НОМЕНКЛАТУРА КАРТ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Приведенных выше примеров достаточно (число их можно было бы увеличить), чтобы показать все различие подходов к пониманию целей и содержания металлогенических и прогнозных карт и отсутствие совершенно необходимых общих единых принципов и методики их составления.

Многообразие видов карт возникает вследствие произвольного комбинирования наносимых на них данных: регистрационных, о рудоконтролирующих факторах, прогнозных выводов, по направлению дальнейших исследований. Это многообразие возникло вследствие отсутствия общих принципов и установок по составлению карт. Не являясь необходимым для существа дела, оно во многом снижает ценность карт и вносит неудобства в пользование ими.

Первые годы разработки различных методик составления прогнозно-металлогенических карт были годами массовых исканий. Такой путь мог бы быть каким-то образом оправдан в первое время, хотя и отвлекал массу средств, усилий и времени сотен специалистов на методические разработки. Поиски наиболее приемлемых решений относительно типов, содержания и графического изображения данных металлогенического анализа на картах среднего и крупного масштаба продолжаются свыше шести лет — срок более чем достаточный для творческой работы ряда коллективов. Настало время для обобщения накопленного опыта на основе наиболее распространенных и приемлемых принципов и методов, с учетом всех положительных сторон других методик.

Решительно невозможно согласиться с высказываниями на некоторых металлогенических совещаниях (Е. А. Радкевич, В. Т. Матвеенко) о нецелесообразности введения общих принципов составления металлогенических и прогнозных карт, при которых якобы может быть утрачено изображение специфических особенностей рудных районов.

Давно уже назрела настоятельная необходимость разработать и ввести единые принципы и общепринятые условия обозначения для металлогенических и прогнозных карт. Для этого требуется следующее:

1. Включение этих карт в общую систему планомерного геологического картирования, в первую очередь масштаба 1 : 50 000. В настоящее время методика крупномасштабных геологических съемок переживает своего рода кризис, так как она не обеспечивает должную оценку заснятой территории в отношении полезных ископаемых. Одним из путей повышения практического значения этих съемок является, по нашему мнению, увязка их с металлогеническими и другими исследованиями, направленными на

изучение закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

2. Единство требований к содержанию карт и результатам, изображенным на них (например, для прогнозных карт и карт рекомендаций, важных при планировании поисково-разведочных работ во всех инстанциях). Конечно, оценка перспектив рудоносных площадей зависит от состояния наших знаний, но она будет дана тем скорее, чем более планомерны и объективны будут направленные к этому усилия научно-исследовательских и производственных организаций.

3. Сопоставление и увязка карт между собой в пределах разных регионов, а иногда даже одного региона; в случае издания карт обязательность этого условия очевидна.

4. Введение единообразных условных знаков, увязанных с условными обозначениями геологических, а также специальных карт — литологических, тектонических, проявлений магматизма.

Характерной особенностью современной геологической картографии является бурное развитие и создание новых видов геологических карт — палеогеографических, палеотектонических, различных геофизических, геохимических и др. Общее число только видов геологических карт доходит до 20. Содержание всех этих видов специальных карт, не говоря уже об условных обозначениях, также не увязано между собой, хотя многие из них преемственно развивают одни другие и делаются или должны делаться на основе или с учетом других специальных карт (например, карты эндогенной металлогении — на основе тектонических карт и карт магматических проявлений; карты экзогенной металлогении — на основе карт тектонических, палеогеографических, литолого-фациальных и т. д.).

О важности разработки единообразных принципов и условных обозначений для геологических карт различного содержания не только территории Советского Союза свидетельствуют проводимые по линии Совета Экономической Взаимопомощи работы по унификации содержания и условных обозначений геологических карт, а также международных карт, составляемых в Комиссии по геологической карте мира Международного геологического конгресса.

Разработка единых принципов и условных обозначений вызывается и очевидным удобством пользования картами и восприятия изображенных на них данных.

Общие положения и условные обозначения должны быть обязательными для всех организаций, составляющих металлогенические и прогнозные карты, как системы Министерства геологии СССР, так и других ведомств, подобно требованиям к геологическим картам средних и крупных масштабов. Очевидно, должен быть установлен разумный минимум обязательных общих принципов и условных обозначений. Вместе с тем они должны позволять детализацию карт с целью отражения на них особенностей регионов или рудоносных площадей, по которым составляются серии листов в определенных границах. Общие обязательные требования и условные обозначения должны быть различны для комплексных металлогенических карт и карт, составляемых для отдельных металлов. Таким образом, введение необходимого единообразия общих принципов и условных обозначений не означает стандартизацию существа работы по металлогеническому изучению рудных районов; оно не затруднит отражение специфических особенностей того или иного района на карте.

Вопрос о видах металлогенических и прогнозных карт нельзя решать в отрыве от видов карт, показывающих закономерности размещения других полезных ископаемых, и вне связи с системой планомерного геологического картирования. Нам представляется возможным рекомендовать для

общего применения следующие виды средне- и крупномасштабных карт полезных ископаемых:

1) регистрационные карты, с нанесением всех месторождений и характерных проявлений всех видов полезных ископаемых возможно простыми знаками на неизмененную геологическую карту соответствующего масштаба;

2) карты закономерностей размещения полезных ископаемых, составляемые на специализированной геологической основе, подчеркивающей факторы, контролирующие размещение месторождений данного полезного ископаемого; такие карты в зависимости от вида полезного ископаемого могут быть названы металлогеническими, структурными — зон нефтенакопления, угленосности определенного бассейна или района и т. д.;

3) карты прогнозов и рекомендаций (прогнозные карты), составляемые в том же масштабе, в неразрывной связи с предыдущими картами, на накладной восковке, с нанесением выделенных на них установленных и предполагаемых площадей развития полезных ископаемых, прогнозной количественной их оценки и с рекомендациями по очередности, методам и объемам геолого-поисковых и поисково-разведочных работ.

Техническое разделение карт закономерностей размещения полезных ископаемых и прогнозных карт удобно, так как позволяет систематически пополнять карты закономерностей фактическими данными и оперативно пересоставлять карты прогнозов и рекомендаций.

При относительно небольшой нагрузке (обычно для одного полезного ископаемого) карты закономерностей и прогнозов могут быть объединены. В этом случае они называются прогнозно-металлогеническими, прогнозов нефтегазоносности, прогноза углей бассейна или района и т. д.

В решениях Алма-Атинского, Киевского и Бакинского металлогенических совещаний были сделаны рекомендации о возможной замене регистрационных карт полезных ископаемых металлогеническими и прогнозными картами. Такие же рекомендации были сделаны с учетом лишь интересов эндогенной металлогении и в упомянутой ранее работе сотрудников ИГЕМ АН СССР. Рассматривая этот вопрос для всех полезных ископаемых и имея в виду невозможность отразить на одной карте все особенности связи различных видов полезных ископаемых с эндогенными или экзогенными геологическими факторами, целесообразно сохранять собственно регистрационные карты наряду с обязательным составлением карт закономерностей размещения полезных ископаемых, преобладающих в районе.

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Научные принципы составления обзорных мелкомасштабных металлогенических карт сильно отличаются от принципов составления средне- и крупномасштабных металлогенических карт. Вместе с тем, между картами трех групп масштабов должна существовать определенная преемственная связь.

1. Направленное развитие тектоно-магматического цикла складчатых и платформенных областей проявляется в формировании металлогенических провинций и составляющих их металлогенических зон на определенных стадиях развития этих областей. Рудные районы и более локальные рудоносные площади, по которым составляются средне- и крупномасштабные металлогенические и прогнозные карты, как правило, полностью включаются в одну металлогеническую зону. Поэтому для изучения рудного района особо важна правильность отнесения его к той или иной типовой группе (к металлогенической зоне определенного типа) классификации рудоносных площадей.

Некоторые классификации рудоносных площадей составлены на тектоно-магматической основе с использованием принципов направленного развития. К их числу относится и классификация, приведенная в статье А. И. Семенова с соавторами[1]. В классификации, предложенной ранее Е. Т. Шаталовым (Константинов и др., 1965), в основу выделения металлогенических провинций положены петрохимические особенности магм и связанные с ними типы минерализации, а для металлогенических зон — соответственно магматические и рудные формации. Металлогенические типы геосинклиналей и их тектонических секторов выделены В. И. Смирновым (1962, 1965) по принципу направленного тектоно-магматического развития геосинклиналей. Отнесением рудного района к металлогенической зоне определенной стадии развития в сущности и ограничивается связь с концепцией направленного развития при средне- и крупномасштабных металлогенических исследованиях.

2. В значительно большей мере используется другой аспект известного основного положения региональной металлогении, высказанного Ю. А. Билибиным,— о теснейшей взаимосвязи процессов минерализации с осадконакоплением, магматической деятельностью и метаморфизмом. Эта взаимосвязь изучается в конкретных условиях данного рудного района. Она основывается на использовании другого, взаимосвязанного с первым, важнейшего теоретического положения эндогенной металлогении, установленного С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным, о том, что определенным комплексам магматических пород свойственны и определенные рудные комплексы. В настоящее время это положение успешно развивается методами формационного анализа как для осадочных, так и для магматических пород и связанных с ними месторождений.

В генетических классификациях рудоносных площадей наиболее важные для рассматриваемых целей подразделения — типовые группы и типы рудных районов — устанавливаются по формационному признаку. Этот принцип в значительной мере использован в классификациях, предложенных Г. А. Твалчрелидзе (1962), Г. С. Момджи и И. И. Пастушенко (1963), Х. М. Абдуллаевым (1964), Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965), Е. Т. Шаталовым (Константинов и др., 1965).

3. Установление литолого-стратиграфического контроля оруденения основывается также на применении формационного метода исследований, а собственно литологического — на детальном изучении фаций осадочных и осадочно-вулканогенных пород и их состава. Нанесение полноценных данных о литологическом составе и других свойствах горных пород с которыми тем или иным путем связана минерализация,— одна из характерных особенностей рассматриваемых карт. Особенности пространственного размещения эндогенной минерализации в осадочных и осадочно-вулканогенных породах различного состава применительно к металлогеническому картированию средних и крупных масштабов и методы составления специальных металлогенических колонок рассмотрены А. В. Орловой (Орлова и др., 1964).

4. Не менее важны для познания размещения оруденения структурно-геологические факторы, часто определяющие формирование рудных зон и узлов и, самое главное, геологическую позицию рудных полей.

В вопросе типизации структурных позиций рудных полей и других локальных рудоносных площадей нет еще единства взглядов. Геологи опирающиеся на длительный опыт детальных исследований рудных полей (Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин и др.), придают важное значение типиза-

[1] А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— Настоящий сборник.

ции структурных позиций рудных полей по приуроченности их к структурным этажам и ярусам, различающимся между собой по составу формаций и особенностям дислокаций, по характеру и возрасту магматизма (Орлова и др., 1964).

Положение рудных полей в том или ином структурном этаже в значительной мере определяет промышленный тип месторождений и особенности их геологического строения, в частности морфологию и структуру. Следует подчеркнуть, что предлагаемые Ф. И. Вольфсоном и Л. И. Лукиным главнейшие типы рудоносных областей — интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей, внутренних массивов, тектонически нарушенных и активизированных зон в пределах щитов и платформ, выделены также на основании изучения тектоно-магматических факторов.

Существует мнение (И. Н. Томсон и др.), что для детальных металлогенических исследований имеют большое рудоконтролирующее значение глубинные разломы разных порядков (Орлова и др., 1964). Предполагается, что длительно развивающиеся глубинные разломы в различные стадии своего развития определяют линейную ориентировку прогибов, контролируют размещение фаций, влияют на характер складчатых дислокаций, служат магмовыводящими каналами и в значительной мере определяют закономерности размещения минерализации. «Скрытые» глубинные разломы, проявляемые в той или иной форме на поверхности, могут контролировать рудные зоны, а некоторые участки их пересечений — определять локализацию рудных узлов. Таким образом, концепция глубинных разломов позволяет в ряде случаев рассматривать литологические, структурные и магматические рудоконтролирующие факторы в их причинной взаимосвязи с размещением оруденения.

5. Закономерности размещения эндогенной минерализации во многом зависят от проявлений магматических формаций: интрузивных, малых интрузивов, субвулканических, эффузивных в связи с региональными геологическими структурами — структурно-формационными, металлогеническими зонами. Магматические формации и связанные с ними рудные формации могут служить, по нашему мнению, основными классификационными критериями для установления типовой группы рудного района, которая во многом определяет методы металлогенических исследований и прогнозирования оруденения в нем.

Как известно, впервые магматические формации для металлогенических исследований использовал Ю. А. Билибин, который четко определил понятие об интрузивных формациях (как формационном типе, абстрактной формации в современном смысле) и охарактеризовал связанную с ними минерализацию. Впоследствии Ю. А. Билибин чаще пользовался термином «интрузивный комплекс», который является конкретной формацией в условиях данного региона.

Очень много для познания магматических формаций сделал Ю. А. Кузнецов; его работы широко используются и в петрографических, и в металлогенических исследованиях. Понятие «магматические формации» будет широко использоваться и при геологической съемке, и при составлении геологических карт, свидетельством чего являются предложения, принятые в Казахстане в 1965 г. на региональном петрографическом совещании. Особо следует подчеркнуть, что учение о магматических формациях все более и более органически связывается с металлогеническими исследованиями и служит одной из научных основ их проведения — составления металлогенических и прогнозных карт.

При этом нельзя не сделать одного замечания. Ю. А. Кузнецов (1964) резко критикует основные положения школы ВСЕГЕИ о приуроченности магматических формаций к определенным типам структур и определен-

ным этапам их развития и указывает, что эти положения ведут к многочисленным ошибкам в практической работе геологов. С последним высказыванием решительно нельзя согласиться. Ранее было сказано, что для практической работы геолога главное значение имеет установление типа рудного района, определяемого для эндогенной минерализации в большей степени магматической формацией. Наличие «типового набора» металлогенических зон для определенных стадий развития геосинклинальных и складчатых областей вряд ли можно оспаривать. В какой-то мере это признает и Ю. А. Кузнецов.

Необходимо напомнить также о проведенных в последнее время работах по металлогеническому исследованию отдельных магматических формаций. Так, работы Ф. К. Шипулина об отщепленных и самостоятельных малых интрузиях и их металлогеническом значении (Шаталов и др., 1965) расширяют представления о малых интрузивах и связанной с ними минерализации. Исследованиями В. Н. Котляра, М. А. Фаворской, М. Б. Бородаевской, Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Наковника, А. И. Семенова и других геологов доказано большое металлогеническое значение субвулканических формаций, а также эффузивов (Рудоносность вулканогенных формаций, 1965). В первую очередь следует отметить колчеданные месторождения и специфические месторождения, связанные со вторичными кварцитами, а также месторождения низкотемпературных ртутно-сурьмяной, золото-серебряной, оловорудной и некоторых других формаций. Следует особо подчеркнуть необходимость выяснения металлогенической роли эффузивов путем изучения физико-химических особенностей постмагматических процессов в вулканических комплексах в зависимости от их глубинности, в частности гидротермального метаморфизма и метасоматической зональности пород в областях активного вулканизма (работы Д. С. Коржинского, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа и др., см. «Гидротермальные процессы...», 1961).

Критерии связи оруденения с интрузивными породами освещены в широко известных работах В. С. Коптева-Дворникова с соавторами (Коптев-Дворников и др., 1960). Е. Т. Шаталовым (1965 г.) внесены предложения о необходимости разделения критериев генетической связи оруденения с комплексом магматических пород в целом от критериев, показывающих эту связь с определенными телами комплекса. Этот вопрос дискуссионный, но постановка его назрела и вполне правомерна.

Магматические формации (в условиях конкретных районов — комплексы магматических пород) в последние годы изучаются также с позиций их металлогенической и геохимической специализации, т. е. образования в горных породах повышенных против кларковых концентраций содержаний определенных металлов или элементов и установления связи между такого рода специализацией и возможностью образования месторождений и рудопроявлений определенного состава. Понятия о металлогенической и геохимической специализации имеют исключительно важное значение как одна из важнейших научных основ изучения металлогении рудных районов.

Недавно опубликованные работы большого коллектива авторов под редакцией В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб подтвердили существование геохимической и металлогенической специализации комплексов магматических пород в отношении бериллия, бора, фтора, тантала, ниобия, олова, молибдена, вольфрама, редких элементов и др. (Металлогеническая специализация..., 1964). Изучение металлогенической и геохимической специализации должно основываться на использовании массовых количественных анализов с применением статистической и математической обработки получаемых результатов — в этом отношении данное на-

правление металлогенических исследований является также новым и современным.

6. Всестороннее изучение проявлений самой минерализации — одна из основных задач средне- и крупномасштабных металлогенических исследований. Наибольшее значение для научной основы прогнозно-металлогенических исследований, по мнению многих ученых (В. А. Кузнецова, Г. А. Соколова, Е. А. Радкевич, П. М. Хренова, С. Н. Иванова и др.), имеет разработка учения о рудных формациях, обычно понимаемых как групп месторождений, характеризующихся сходными минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях. Современные представления о рудных формациях и взгляды перечисленных исследователей служили предметом рассмотрения на совещании в г. Новосибирске в 1964 г. (Дубровский, Константинов, 1964); применительно к металлогении они систематизированы Р. М. Константиновым (Константинов и др., 1965). Значение рудных формаций для познания закономерностей размещения месторождений показано также в работах Г. Н. Щербы (1960), П. Ф. Иванкина, П. В. Иншина, В. С. Кузебного (1961).

Рудные формации — одна из важнейших основ генетических классификаций рудоносных площадей и рудных месторождений на тектоно-магматической основе. Понятие о рудных формациях и их группах или рядах исключительно важно для познания закономерностей размещения всех проявлений эндогенной минерализации в пределах рудных районов (например, ее зональности в рудных узлах), и в еще большей степени — при изучении специальной металлогении золота, олова, железа и других металлов.

Имеющиеся еще некоторые расхождения в понимании термина «рудная формация» не должны служить препятствием для плодотворно развивающегося учения о рудных формациях.

Следует отметить и другие стороны изучения минерализации, служащие научной основой металлогенических исследований рудных районов. А. Д. Щеглов (1960) выдвинул предложения о сравнительном изучении рудных месторождений и комплексов (а также структурных особенностей рудных полей) при металлогенических исследованиях. Большое значение для определения глубины формирования и вертикального диапазона оруденения приобретает изучение стадий минерализации и околорудных изменений в связи с пространственным размещением минеральных образований, в том числе с различными видами зональности — региональной, рудных узлов, рудных тел. Широко известны высказывания по этому вопросу С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, О. Д. Левицкого и других исследователей. Некоторые проблемы изучения зональности метасоматических образований (скарнов, грейзенов, альбитизированных, серицитизированных и других измененных пород), согласно известным концепциям Д. С. Коржинского, применительно к средне- и крупномасштабному металлогеническому картированию разработаны В. А. Жариковым и Б. И. Омельяненко (Константинов и др., 1965).

Учение о зональности минерализации, которое особенно сильно развилось после известной работы С. С. Смирнова (1937), в настоящее время является важнейшей основой изучения и самих рудных месторождений, и закономерностей пространственного размещения минерализации. Это подтверждается проведением в 1963 г. в г. Праге исключительно содержательной международной конференции по вопросам зональности эндогенной минерализации (см. Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования...», 1963—1965).

Изучение всех видов зональности играет важную роль в прогнозировании скрытого оруденения.

Следует упомянуть о необходимости развития точных методов изотопного анализа при детальных металлогенических исследованиях (изучение стабильных изотопов серы, кислорода, углерода, кремния, свинца). Возможности этих методов, например для решения таких важных для металлогении вопросов, как источники рудного вещества, природа связей оруденения с магматическими источниками гидротермальных растворов, стадийность рудного процесса, глубина формирования месторождений, недавно показала Н. В. Петровская (Константинов и др., 1965).

7. Одним из наименее изученных, как это ни странно на первый взгляд, является вопрос о возможности применения при металлогенических исследованиях геохимических методов. Эти методы могут быть использованы при изучении металлогенической и геохимической специализации магматических комплексов; в меньшей степени они применяются для выявления петрохимических особенностей магм с металлогенических позиций. При металлогеническом картировании в рассматриваемых масштабах геохимические методы применяются совершенно недостаточно. Это обусловлено тем, что вся методика геохимических исследований разрабатывалась и разрабатывается или в планетарном масштабе (кларковые концентрации), или для больших регионов, или же применительно к более локальным объектам, в лучшем случае — к рудным полям, чаще — к месторождениям, отдельным рудным телам или просто к их минеральному составу.

С другой стороны, большое внимание уделяется не первичным, а вторичным ореолам рассеяния, изучаемым металлометрической съемкой, которая хотя и называется неправильно геофизическим методом, в большинстве случаев стала как бы синонимом геохимических съемок, что также далеко не одно и то же.

С позиций металлогенического картирования рудных районов геохимические методы изложены в специальной работе И. И. Гинзбурга с соавторами (1966). В этой работе Г. И. Россманом рассмотрены эндогенные геохимические аномалии и фоновые содержания, форма нахождения рудообразующих элементов и элементов-спутников, особенности распределения элементов в связи с эндогенным рудообразованием, как региональные, так и локальные, вплоть до первичных геохимических ореолов эндогенных рудных месторождений; при этом приводятся методы исследований и математической обработки их результатов. И. И. Гинзбург обобщил материалы по вторичным ореолам рассеяния эндогенных рудных месторождений, корам выветривания и разработал (совместно с К. М. Мукановым) основные принципы составления геохимических карт при среднемасштабных металлогенических исследованиях.

Лишь в последнее время вопросами геохимического картирования в рассматриваемых масштабах занимался также Всесоюзный геохимический трест (имеются в виду работы А. А. Беуса). Но пока эти исследования ограничены разработкой методов опробования и математической обработкой полученных результатов. Составленные этими методами геолого-геохимические карты отражают лишь содержания элементов в горных породах, но не дают представления о распространении ассоциаций элементов, генетически или парагенетически связанных с формированием пород и их преобразованиями.

8. Также мало еще разработана проблема эрозионного среза, который важен для изучения закономерностей размещения рудных месторождений как фактор, определяющий степень сохранности месторождений и влияющий на особенности металлогении рудного района, выявленной и наблюдаемой в настоящее время. Эрозионный срез должен рассматриваться как применительно к металлогенической зоне в целом, так и для

определения возможных глубин формирования и вертикального диапазона распространения оруденения в конкретных условиях изучаемого рудного района, рудной зоны или узла.

Выше упоминалось о работах узбекских геологов по составлению карт эрозионного среза. И. П. Кушнарев (1961) на примере Кураминской зоны разработал методику составления карт глубины эрозионного среза путем реставрации разрезов и создания представлений о геологических условиях, существовавших в период формирования месторождений. Такие пути изучения критериев глубинности рекомендовал еще С. С. Смирнов (1946). Исследования И. П. Кушнарева позволили установить глубину формирования и возможные вертикальные интервалы распространения месторождений различных металлов в конкретных условиях данного региона.

Перечисленные разделы металлогенических исследований в значительной мере развивают указанные общие положения региональной металлогении, разработанные С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным применительно к изучению рудных районов и составлению средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. Эти положения учитывают современные достижения смежных ветвей геологических наук и позволят создать научные основы оценки и прогнозирования рудоносных площадей.

МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

1. В соответствии с изложенными задачами и научными принципами, методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт принципиально отличается от методики составления мелкомасштабных металлогенических карт. Наиболее резко эти отличия сказываются в характере основы карт.

Мелкомасштабные металлогенические карты обычно составляются на специализированной тектонической основе, отражающей тектоническое районирование выделением областей завершенной складчатости, структурно-формационных зон, разрывных нарушений и магматических проявлений в связи с направленным стадийным развитием тектоно-магматического цикла. На такого рода картах выделяются лишь крупные рудоносные площади — порядка металлогенических зон и областей. Возможное распространение этих рудоносных площадей при металлогеническом районировании и составляет, в сущности, весь элемент прогноза.

Металлогенические и прогнозные карты средних и крупных масштабов составляются на специализированной геологической основе, учитывающей специфические особенности геологической позиции оруденения в условиях рудного района определенного типа. Детальное изучение и отражение на карте данных о рудоконтролирующих факторах и минерализации позволяет производить металлогеническое районирование с выделением как известных, так и возможных, более локальных рудоносных площадей — рудных зон, узлов и полей с прогнозной их оценкой, а также дает возможность показывать очередность, объемы и методы намечаемых геолого-поисковых и поисково-разведочных работ.

В отличие от методов регионального металлогенического анализа, применяемых для мелкомасштабных карт, при составлении металлогенических и прогнозных карт средних и крупных масштабов рекомендуется применять металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов.

Этот метод предусматривает также широкое применение оценки перспектив прогнозируемых площадей на основе сопоставления их геологического строения с известными рудоносными участками в пределах изучаемого района или (если оцениваются перспективы района в целом) на основании аналогии с другими более изученными рудными районами.

2. Метод металлогенического анализа рудоконтролирующих факторов включает:

а) установление типовой группы или типа рудного района по принадлежности его к металлогенической зоне или области, сложенными присущими им структурно-формационными комплексами с определенными формациями магматических пород и связанных с ними групп рудных формаций; тип рудного района в основном уже предопределяет характер возможной минерализации как в отношении уже известных в районе видов оруденения, так и новых ее видов; о некоторых вариантах классификаций типов рудоносных площадей говорилось выше;

б) выявление главнейших рудоконтролирующих факторов — литологических, структурных, магматических и других, минерализации во всех ее проявлениях, а также критериев ее связи с этими факторами или отдельных поисковых критериев; изучение значения глубины эрозионного среза;

в) сопоставление генетических временны́х и пространственных связей оруденения между собой на основе выявленных рудоконтролирующих факторов;

г) составление металлогенической карты и схемы возрастного положения оруденения; следует особо подчеркнуть, что схема возрастного положения оруденения по способу, предложенному сотрудниками ИГЕМ АН СССР, позволяет систематизировать имеющиеся данные и представления о развитии минерализации во времени, начиная от ее полицикличности, при наличии нескольких металлогенических эпох, вплоть до отражения времени проявления отдельных рудных формаций и даже стадий и субстадий минерализации;

д) проведение металлогенического районирования, в случае необходимости — с предварительным составлением на прозрачном материале карты совмещения благоприятных рудоконтролирующих признаков;

е) составление прогнозной карты и оценку перспектив рудного района и отдельных его частей.

3. При составлении металлогенических карт исключительно важное значение имеют геофизические методы, особенно в связи с остро стоящей задачей повышения «глубинности» геологических исследований и прогнозирования скрытого оруденения. Метод металлогенического анализа рудоконтролирующих факторов предусматривает широкое использование геофизических материалов для нанесения как геологических данных (границы, предполагаемое продолжение разломов, магматические тела и т. д.), так и признаков минерализации, выраженных геофизическими аномалиями.

Возможно также составление некоторых дополнительных специальных геофизических карт (например, карты металлогенического районирования территории по геофизическим данным, карты геофизических признаков рудной минерализации).

Методика использования геофизических данных при металлогенических исследованиях разработана А. И. Дюковым. В кратком изложении, вместе с условными обозначениями она приведена в книге, в которой изложены основные принципы составления металлогенических и прогнозных карт (Шаталов и др., 1964).

СОДЕРЖАНИЕ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Содержание и предлагаемые способы составления металлогенических и прогнозных карт подробно изложены в упоминавшейся работе сотрудников ИГЕМ АН СССР, к которой приложены и макеты карт. Набор предлагаемых в этой книге условных обозначений — достаточно полный для металлогенических карт мелких масштабов и для металлогенических и прогнозных карт средних и крупных масштабов, а также дополнительных геофизических карт. Применение рекомендуемых условных обозначений позволяет подчеркнуть те критерии и признаки, которые определяют геологическую позицию оруденения в условиях рудоносных площадей различных типов.

Перечислим кратко данные, которые могут быть нанесены на металлогеническую карту:

1) осадочные и вулканогенные (стратифицированные) породы, с указанием их возраста, состава и фациальных особенностей, а также характера контактов;

2) интрузивные породы, субвулканические образования, самостоятельные малые интрузивы и дайки, с разделением по составу и возрасту (как комплекса магматических пород в целом, так и субфаз и стадий магматизма), с характеристикой морфологии магматических тел и глубины эрозионного среза; особое внимание уделяется нанесению данных о явлениях ассимиляции, гибридизма и металлогенической специализации комплексов магматических пород;

3) регионально метаморфизованные породы и эндогенные метасоматические изменения пород;

4) характер складчатых структур и разрывных нарушений, элементы прототектоники интрузивных тел;

5) исчерпывающие данные для характеристики минерализации — рудные месторождения и рудопроявления (в истинных контурах и условными знаками), поисковые критерии — первичные и вторичные ореолы рассеяния по геохимическим данным, экзогенные изменения пород, геофизические аномалии, предположительно связанные с рудной минерализацией, и др.

Условный знак месторождения должен отражать три главнейших признака — генетический тип, который обусловливает форму знака, рудную формацию — его цвет, морфологию — внутреннюю рисовку знака; ведущее полезное ископаемое обозначается дополнительным символом элемента или минерала. Другие данные, характеризующие месторождение, могут показываться дополнительными штрихами или цветными обводками; относительное значение месторождения по величине запасов, как всегда, показывается размером знака.

Естественно, что полнота отражения на металлогенической карте перечисленных данных может быть различна. Она определяется одним основным условием — металлогеническая карта должна подчеркивать те критерии и признаки, которые определяют геологическую позицию оруденения в условиях данного района.

В результате произведенных исследований на металлогенической карте нужно выделять контуры рудоносных площадей с выявленной минерализацией и контуры участков, перспективных в отношении рудной минерализации по геологическим данным. Выделение указанных площадей — главная цель составления металлогенической карты.

Прогнозная карта (накладная восковка), как было сказано, должна составлять неразрывное целое с металлогенической картой и отражать

прогнозные выводы и рекомендации, вытекающие из нее. В соответствии с этим на прогнозной карте показываются:

1) металлогеническое районирование;

2) площади, выделяемые внутри рудных и потенциально-рудных зон и узлов с разделением на: а) площади, требующие постановки определенного вида работ, разделяющиеся на четыре градации (А-I, А-II, А-III, А-IV) по степени перспективности, изученности и характеру рекомендуемых работ, б) площади, не требующие в настоящее время дополнительных работ, с разделением на Б-I (неблагоприятные) и Б-II — уже обследованные с отрицательными результатами и в) площади вне рудных и потенциально рудных зон и узлов;

3) месторождения и рудопроявления;

4) количественная прогнозная оценка для площадей категорий А-I, А-II, А-III.

Категории рудоносных площадей, по которым даются прогнозные запасы, кратко характеризуются следующими данными: А-I — площади, примыкающие к уже известным рудным полям или месторождениям; А-II — площади с прямыми рудоконтролирующими признаками и выявленными рудопроявлениями и А-III — площади, с развитием благоприятных рудоконтролирующих признаков, но без выявленных рудопроявлений.

Карта прогноза, как и карта совмещения благоприятных признаков оруденения, должна быть составлена и отпечатана на прозрачном материале, благодаря чему возможно наложение этих карт на металлогеническую карту.

Предлагаемая методика разработана применительно к рудным районам с эндогенной минерализацией. Однако принципы составления и условные обозначения карт уже и теперь позволяют показывать проявления экзогенной минерализации. При некоторых дополнениях (например, в части формационного анализа и специфических критериев связи месторождений с осадконакоплением при соответствующем расширении условных обозначений) предлагаемая методика может быть применена и для районов с экзогенной минерализацией.

ПОРЯДОК СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Наиболее серьезными по-прежнему остаются вопросы: на какой стадии геологических исследований надлежит составлять металлогенические и прогнозные карты? Каким путем получать данные, необходимые для прогнозной оценки исследуемого района?

В настоящее время металлогенические и прогнозные карты составляются путем обобщения материалов, накопленных при геологической съемке и поисково-разведочных работах, часто не удовлетворяющих требованиям к содержанию полноценных прогнозно-металлогенических карт. Вследствие этого ставятся дополнительные металлогенические исследования по изучению критериев связи минерализации с геологическими факторами. Совсем редко проводятся систематические полевые металлогенические работы, о необходимости которых говорят очень много.

Совершенно очевидно, что для составления полноценных металлогенических и прогнозных карт необходимы целенаправленные исследования с систематическим сбором материалов, в том числе и полевые. Ю. А. Билибин еще в 1947 г. писал об организации металлогенических исследований: «Основным материалом по металлогеническим исследованиям должны быть металлогенические карты с объяснительными записками к ним.

Наиболее целесообразными масштабами для таких карт нам представляются те масштабы, в которых составляются государственные геологические карты СССР — 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000; два последних масштаба являются, конечно, более предпочтительными для первичного металлогенического картирования». И далее: «Металлогенические работы должны выполняться как систематическое, попланшетное металлогеническое картирование целых рудоносных районов, начиная, конечно, с наиболее важных в промышленном отношении или наиболее перспективных» (Билибин, 1947, стр. 110).

Проведение металлогенических исследований может быть осуществлено двумя путями:

1) самостоятельное полистное (по сериям) металлогеническое картирование рудных районов без непосредственной связи с государственной геологической съемкой;

2) составление полистных (по сериям) металлогенических и прогнозных карт рудных районов на заключительной стадии геологической съемки, максимально специализированной (для масштаба 1 : 50 000) по основным видам полезных ископаемых.

Нельзя скрыть того, что предложения о введении в геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 большей специализации по видам полезных ископаемых вызывают возражения у сторонников классической геологической съемки. Существо этих возражений сводится к тому, что, поскольку геологическая съемка этого масштаба является планомерной, государственной, карты должны иметь исчерпывающую геологическую нагрузку и служить не только для обоснования поисков полезных ископаемых, но и для других целей — для строительства, водоснабжения и так далее, т. е. должны быть комплексными с этой точки зрения. Вследствие этого и все геологические данные должны изучаться и наноситься с одинаковой степенью полноты.

При этом забываются два обстоятельства. Крупномасштабные съемки производятся в локальных районах, и даже серии листов, не говоря уже об отдельных планшетах, попадают в районы с наличием определенных видов полезных ископаемых, вследствие чего специализация съемок и поисков на них предопределяется геологическим строением области, т. е. самой природой. Для других потребностей народного хозяйства существуют даже специальные виды съемок (гидрогеологические — для водоснабжения и строительства, инженерно-геологические — для строительства и др.). Для полезных ископаемых таких специальных карт нет, так как считать ими регистрационные карты полезных ископаемых нельзя. Поэтому не следует ограничиваться специализацией поисков на те или иные полезные ископаемые, должна осуществляться и специализация геологической съемки на основные их виды.

Фактически требования к специализации геологической съемки и поисков в масштабе 1 : 50 000 заложены в полной мере в действующей инструкции по их проведению (но не подчеркнуты должным образом в проекте новой инструкции, что совершенно неправильно). Осуществление такой специализации, не в ущерб общему геологическому содержанию, во многом облегчит и удешевит составление металлогенических и прогнозных карт (в общем понимании — карт закономерностей полезных ископаемых). Можно напомнить, что Первое Всесоюзное совещание по разработке научных основ поисков скрытого оруденения, состоявшееся 18—24 ноября 1958 г., в своем решении отметило необходимость введения даже специальных крупномасштабных рудных съемок аналогично проводимым структурным съемкам в нефтегазоносных районах.

Выбор одного из указанных двух путей составления металлогенических и прогнозных карт зависит от степени изученности региона геологической съемкой масштаба 1 : 50 000.

Для регионов, уже изученных геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 (или 1 : 200 000), может быть рекомендовано самостоятельное металлогеническое картирование, которое должно осуществляться только в перспективных рудных районах или в их частях (рудных зонах, узлах), с обязательной количественной оценкой прогнозных запасов. Такое картирование может проводиться в качестве ревизионных работ или при пересоставлении геологических карт соответствующего масштаба и пополнении их новыми данными, полученными при поисках и поисково-разведочных работах.

В том случае, когда геолого-съемочные и поисковые работы в масштабе 1 : 50 000 в рудном районе проводятся впервые, должны составляться металлогенические и прогнозные карты с выделением на них новых перспективных локальных рудоносных площадей без обязательной количественной оценки прогнозных запасов. В качестве самостоятельного вида работ специальное металлогеническое картирование с выделением перспективных площадей и участков и количественной прогнозной оценкой запасов может быть поставлено в случае необходимости как последующая, завершающая стадия геолого-поисковых, поисково-разведочных и оценочных работ в перспективных рудных районах или в их локальных частях.

Предлагаемая организация металлогенического картирования не вызовет дополнительных расходов сверх суммарных затрат на геологическую съемку масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 и составление металлогенических и прогнозных карт, расходуемых в настоящее время. Направление усилий геологов на систематическую прогнозную оценку исследуемых регионов несомненно повысит эффективность поисково-разведочных работ. Кроме того, даже в случае дополнительных ассигнований они могут быть изысканы в результате пересмотра ныне действующей практики — обязательной постановки геологической съемки в масштабе 1 : 50 000 в районах, покрытых съемками средних масштабов.

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДЛОЖЕНИЯ

1. Учитывая изложенное, для дальнейшего улучшения составления металлогенических и прогнозных карт (а также других карт, показывающих закономерности размещения полезных ископаемых) и повышения эффективности полученных из их анализа рекомендаций целесообразно осуществить следующие мероприятия:

а) Просить Министерство геологии СССР ввести в обязательную номенклатуру и планировать соответствующим геологическим организациям наряду с комплексными регистрационными картами полезных ископаемых составление карт закономерностей размещения и прогнозов полезных ископаемых (прогнозно-металлогенических, прогнозных нефтегазоносности, прогнозных угленосности и т. д.). Изучить вопрос о максимально возможной специализации геологической съемки масштаба 1 : 50 000 по основным полезным ископаемым, в первую очередь для районов с эндогенной и экзогенной минерализацией.

Для рудоносных площадей средних размеров рекомендовать составление полистных металлогенических и прогнозных карт средних и крупных масштабов сериями для наиболее перспективных рудных зон и рудных узлов в пределах металлогенических зон или рудных районов определенного типа геологического строения. Учитывать при этом указанные выше

различия для рудных районов, уже закрытых геологической съемкой в масштабе 1 : 50 000 и изучаемых в этом масштабе впервые.

б) В целях объединения и более эффективного направления усилий научно-исследовательских и производственных организаций, составляющих металлогенические и прогнозные карты, а также имея в виду необходимость взаимосвязи с геологическими картами, в том числе с другими специальными (литологическими, тектоническими, магматических проявлений и др.), считать необходимым завершение разработки единых общих положений и общепринятых условных обозначений для металлогенических и прогнозных карт с учетом их возможной детализации применительно к указанным сериям листов металлогенических и прогнозных карт.

2. Дальнейшими первоочередными научно-исследовательскими работами, которые могут повысить качество металлогенических и прогнозных карт, являются:

а) всестороннее изучение формаций осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных пород и критериев связи с ними минерализации;

б) изучение петрохимических особенностей и металлогенической специализации магматических пород, в том числе с применением изотопного анализа;

в) разработка методов региональной геохимии для составления геохимических карт масштабов 1 : 200 000—1 : 25 000 для оценки рудоносных площадей средних размеров; широкое применение при перечисленных исследованиях современных методов математического анализа (например, разработка критериев рудоносности главнейших магматических формаций на основе вероятностно-статистического анализа петрохимических данных для целей металлогенического прогнозирования);

г) создание комплексных геолого-геофизических методов глубинного изучения геологических структур, складчатых и разрывных; при этом имеются в виду не сверхглубинные исследования верхней мантии и нижних частей коры, к которым уже привлечено достаточное внимание, а просто глубинные, т. е. в пределах первых километров земной коры, доступных для промышленного использования;

д) дальнейшее углубление метода металлогенического анализа рудоконтролирующих факторов, закономерностей и критериев связи оруденения с ними, а также методов изучения рудных формаций, месторождений и рудопроявлений в металлогеническом аспекте;

е) завершение разработки классификации рудоносных площадей и создание классификации эндогенных рудных формаций и месторождений на тектоно-магматической основе;

ж) установление общепринятой терминологии, применяемой при металлогенических исследованиях; предварительная терминологическая работа была выполнена в ИГЕМ АН СССР (Обзор геологических понятий..., 1963);

з) создание научных основ количественного прогнозирования, которое находится в зачаточном состоянии.

Можно упомянуть о методах прогнозирования, разработанных А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1954) преимущественно для рудных полей. Эти методы основаны на количественной оценке благоприятности каждого геологического фактора в условных баллах, к которым приведено и количество запасов. Каждый тип руд возникает в определенных геологических условиях, с учетом значимости которых определяется суммарный балл. В одной из своих последних работ П. А. Шехтман, В. П. Федорчук и В. А. Королев (Вопросы методики..., 1964) предложили аналогичный метод прогнозирования, дающий относительное значение

факторов прогнозирования для установления также относительной перспективности рудоносных площадей. Для прогнозных карт средних и крупных масштабов к числу таких факторов относятся: геотектонические структуры, петрохимические комплексы, структурно-литологические этажи, положение в тектоно-магматическом цикле и сродство формаций (последний фактор относится к металлогенически-геохимическим).

Н. А. Никифоров для сурьмяно-ртутных рудных полей делает прогнозы на основании учета коэффициентов рудоносности, устанавливаемых по соотношению рудных и безрудных пересечений для разных групп площадей, которые отличаются по степени их перспективности, по геологическим данным. Он указывает, что для масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000 элементарные геолого-структурные позиции количественно оценить не удается. Результаты всех этих работ изложены в материалах первого среднеазиатского совещания по методике составления металлогенических и прогнозных карт (Вопросы методики..., 1964).

Представляют большой интерес предложения Г. С. Момджи и И. И. Пастушенко (1963) по прогнозной оценке запасов железных руд, основанной на генетической классификации железорудных месторождений. Принципы прогнозной оценки даются применительно к железорудным районам — при составлении карт средних и крупных масштабов, а также и для рудных полей. Оценка железорудных районов в значительной мере основана на формационном анализе, изучении типов руд, морфологии рудных тел и масштабов месторождений данного генетического типа.

Разработку научных основ прогнозирования целесообразно проводить раздельно для металлогенических зон разного типа (для типовых групп рудных районов) на основе учета специфических для них рудоконтролирующих факторов. При этом следует применять не только геологические, но и геолого-статистические (а может быть, и геолого-экономические) обобщения данных по интенсивности (т. е. количество добытого полезного ископаемого, а также разведанные и прогнозные запасы) и экстенсивности (частоты встречи) оруденения. Геолого-статистическими методами обычно устанавливается выход возможного количества полезного ископаемого на 1 $км^2$ площади рудного района, а в случае узких и протяженных рудных зон — на 1 *пог. км* длины зоны. Такие расчеты часто применяются на практике.

Важна разработка и других аспектов метода аналогий, например, принципов возможной геологической экстраполяции и интерполяции рудоносных площадей по простиранию и на глубину (уже в объемном выражении). Научными основами таких прогнозов должно служить изучение зональности минерализации и гидротермальных изменений в рудных узлах, накопление систематического материала для определения вертикального диапазона и интенсивности оруденения, установления глубин его формирования применительно к эрозионным срезам, отвечающим времени рудного процесса.

Малоразработанным, но одним из вероятных является метод подсчета баланса металла — сравнения возможного количества вынесенного рудного компонента с суммарным его количеством в известных рудных точках и вмещающих породах. Для разработки этого метода требуется углубление знаний об источниках минерализации, процесса переноса и отложения рудного вещества.

Необходимо расширить требования к характеристике и оценке месторождений. Так, нужно более четко разделять месторождения не только по величине (промышленные), но и по возможным перспективам их разработки (непромышленные в настоящее время) с оценкой качества мине-

рального сырья и комплексного его использования в соответствии с требованиями промышленности.

Не следует строить иллюзий относительно быстроты разработки достаточно надежных научных основ прогнозирования, преуменьшать предстоящие трудности при их создании. Очевидно, для осторожности и с целью избежать дискредитации создаваемых научных основ и методики прогнозирования, более правильно в первую очередь разработать их для выявленных и более изученных рудных полей, ограничившись для потенциально рудоносных площадей оценкой относительных перспектив. По мере проведения поисково-оценочных работ им будет даваться также количественная оценка. Лишь после накопления и обработки достаточно полных материалов можно наметить пути количественной оценки площадей рудных районов в целом на все виды полезных ископаемых и типы месторождений, которые могут быть в них встречены.

Несомненно, проблема создания научных основ и методов прогнозирования может быть разрешена путем целенаправленных усилий научно-исследовательских организаций.

Перечисленные выше частично «поисковые» научно-исследовательские и методические работы могут быть выполнены только коллективными усилиями научно-исследовательских и производственных организаций. Некоторые из них уже проводятся и включены в перспективный план ВСЕГЕИ, другая часть, главным образом по специальной металлогении определенных металлов, выполняется или может быть выполнена объединенными усилиями ВИМС, ЦНИГРИ и другими научными организациями с минерально-сырьевым профилем, а также ВИРГ, ИМГРЭ, ЛОПИ.

Большое значение имеет продолжение успешно начатых и развивающихся научно-исследовательских и методических работ в академических институтах: ИГЕМ АН СССР, ИГН АН Узб. ССР, ИГН АН УССР и др. Неоценимый вклад в разработку принципов и методов металлогенических и прогнозных карт средних и крупных масштабов внесут коллективы геологов производственных организаций при непосредственном составлении карт.

Проведение научно-исследовательских работ в указанных направлениях, применение и усовершенствование существующих методик безусловно повысят эффективность поисковых и поисково-разведочных работ и будут способствовать дальнейшему укреплению минерально-сырьевой базы страны.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. Изд-во «Недра», 1964.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии. Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.

Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.

Гинзбург И. И., Россман Г. И., Муканов К. М., Борисевич И. В., Гольцман Ю. В., Иванов И. Б., Чернышев И. В. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1966.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.

Дубровский В. Н., Константинов Р. М. О первой расширенной сессии Научного совета по теории образования и размещения эндогенных рудных месторождений в Сибири и Дальнем Востоке.— Геол. рудн. месторожд., № 5, 1964.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.

Константинов Р. М., Жариков В. А., Омельяненко Б. И., Петровская Н. В., Шаталов Е. Т. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.

Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», с особым вниманием к геохимии рудных жил», т. 1—2. Прага, Изд-во Чехосл. АН, 1963—1965.

Коптев-Дворников В. С., Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И., Дмитриев Л. В., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморчков И. Е., Шипулин Ф. К. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении.— Геол. рудн. месторожд., № 6, 1961.

Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во «Недра», 1964.

Момджи Г. С., Пастушенко И. И. Прогнозная оценка запасов железных руд.— Сов. геол., № 12, 1963.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.

Орлова А. В., Томсон И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. Изд-во «Недра», 1964.

Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. Изд-во «Недра», 1966.

Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965.

Семенов А. И. О крупномасштабных прогнозных картах.— Сов. геол., № 10, 1963.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1946.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1962.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Дюков А. И., Томсон И. Н. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд-во «Недра», 1964.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Родионов Д. А., Шипулин Ф. К., Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.

Щеглов А. Д. О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях.— Геол. рудн. месторожд., № 4, 1960.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

Н. Г. Демидова, А. А. Иванова

ВОПРОСЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ НА IV ВСЕСОЮЗНОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ СОВЕЩАНИИ

(Обзор дискуссии)

Современный размах геологоразведочных и поисковых работ тесно связан с успехами научного обоснования поисков месторождений полезных ископаемых, достигнутыми в процессе целеустремленных металлогенических исследований. Эффективность научного прогноза всецело зависит от дальнейшего совершенствования методов регионального металлогенического анализа и решения кардинальных проблем эндогенной металлогении, представляющих теоретическую основу металлогенических построений.

Необходимость всестороннего обсуждения выдвигаемых при металлогенических исследованиях научных положений и обмена методическим опытом послужили причиной созыва IV Всесоюзного металлогенического совещания, которое подвело итоги многолетней деятельности советских геологов по разработке теории и методов региональной и специальной металлогении, обобщило практический опыт составления металлогенических и прогнозных карт разных масштабов и наметило основные направления дальнейших металлогенических исследований. Оно было созвано Государственным геологическим комитетом СССР, Академией наук СССР в лице Научного совета по рудообразованию и Министерством высшего и среднего специального образования. Организаторами совещания были Всесоюзный геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ), Северо-Западное геологическое управление и Кольский филиал АН СССР.

На совещании присутствовало 710 делегатов от 136 организаций. Здесь были представители 31 научно-исследовательского института и 68 производственных организаций Госгеолкома СССР, 23 геологических института АН СССР и 14 высших учебных заведений. В работе совещания приняли участие научные работники (12 действительных членов и членов-корреспондентов АН СССР и союзных республик, 78 докторов и 173 кандидата геолого-минералогических наук) и многие геологи-производственники.

Открывая совещание, Е. Т. Шаталов обратил внимание присутствующих на решение Всесоюзного совещания геологов, где сказано, что основная задача геологов всех ведомств — дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы страны и повышение экономической эффективности геологоразведочных работ на основе научного прогнозирования, совершенствования и комплексирования методов поисков и разведок. Эти серьезные практические вопросы призвана решать металлогения как ветвь учения о рудных месторождениях, изучающая закономерности их размещения. Докладчик отметил, что бурный рост металлогенических исследований в

стране стал возможным благодаря резкому повышению геологической изученности территории Советского Союза. В настоящее время для металлогенических исследований, по его представлениям, характерны следующие особенности.

1. Углубление основных теоретических положений региональной металлогении: стадийное развитие магматизма и металлогении геосинклинальных поясов; специфика магматизма и металлогении различных тектонических элементов складчатых зон, особенности минерализации в полициклических складчатых областях, экзогенная металлогения платформенного чехла, металлогения докембрийского кристаллического фундамента платформ.

2. Взаимосвязь этих положений с основными научными выводами, полученными в тектонике, петрографии, геохимии, геономии, что позволяет подойти к выявлению связей различных типов металлогенических провинций и металлогенических зон с процессами развития глубоких частей земной коры и верхней мантии, а также к созданию классификации рудоносных площадей на тектоно-магматической основе. Тесная связь металлогении с другими геологическими науками выражается в разработке принципиальных положений развития земной коры, например: концепция глубинных разломов как магмовыводящих и рудоконтролирующих структур; связь особой группы эндогенных месторождений с процессами активизации консолидированных складчатых областей и платформ; учение о магматических формациях и комплексах; связь минерализации с субвулканическими и эффузивными комплексами; металлогеническая и геохимическая специализация магматических пород, уточнение понятий о рудных формациях.

3. Переход металлогенических исследований на детальные работы по составлению комплексных и пометальных металлогенических и прогнозных карт. Эти работы составляют в настоящее время основной объем металлогенических исследований, осуществляемых научно-исследовательскими институтами и производственными геологическими организациями. Новое направление в металлогенических исследованиях — металлогения рудных районов — наиболее важно для практической работы производственных геологических организаций.

Положения региональной металлогении, разработанные в Советском Союзе, широко используются при составлении международной металлогенической карты Европы, металлогенической карты Индии и других областей, а также при создании научных основ прогнозирования месторождений, ведущихся по линии СЭВ.

Центральным пунктом научной программы IV Всесоюзного металлогенического совещания было рассмотрение принципов составления металлогенических и прогнозных карт и некоторых общих вопросов теории регионального металлогенического анализа.

Коллектив сотрудников ВСЕГЕИ представил обзорную комплексную металлогеническую карту СССР. Научные принципы ее составления были раскрыты в докладе В. Г. Грушевого, К. Б. Ильина, В. Т. Матвеенко и П. М. Татаринова (зачитанного К. Б. Ильиным). Важнейшие теоретические положения, вытекающие из анализа металлогенической карты, и некоторые вопросы металлогении полициклических геосинклиналей нашли отражение в коллективном докладе А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого и Е. Т. Шаталова. Они специально были рассмотрены и в особом докладе В. И. Смирнова. Основные научные принципы и методику составления металлогенических и прогнозных карт изложил Е. Т. Шаталов.

Программа совещания охватывала также комплекс вопросов, касающихся строения земной коры и верхней мантии, формационного анализа

и специальной металлогении (доклады В. В. Белоусова и Г. А. Соколова). Совещание было посвящено в основном научным и практическим проблемам эндогенной металлогении, поскольку вопросы экзогенной металлогении обсуждались на специальных совещаниях.

Небольшое количество обобщающих докладов преследовало цель сосредоточить внимание участников совещания на обсуждении основных проблем, однако ряд выступавших (Е. Д. Карпова, Е. А. Радкевич, Ю. М. Шейнманн) нашли эту форму организации совещания не совсем удачной.

В прениях по заслушанным докладам и в дискуссии был затронут широкий круг вопросов, значительная часть которых связана с основной темой совещания. Наиболее оживленно обсуждались следующие вопросы: полицикличное развитие подвижных зон, принципы классификации металлогенических провинций, природа зон тектонической активизации, роль метаморфизма в эндогенном рудообразовании, методы составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт.

ПОЛИЦИКЛИЧНОЕ РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Проблема полицикличности явилась предметом наиболее острой дискуссии, в ходе которой были обсуждены как главные принципиальные вопросы и теоретические обоснования существующих в этой проблеме воззрений, так и некоторые конкретные примеры развития складчатых областей. Свободный обмен мнений способствовал выработке единодушного признания, что наряду с намеченной ранее Ю. А. Билибиным направленностью и стадийностью в рамках одного тектоно-магматического цикла существуют более общие закономерности, которые, как показал в своем докладе А. И. Семенов, отвечают: 1) направленному и полицикличному развитию в пределах архейского, протерозойского и послепротерозойского мегациклов, 2) направленному необратимому и мегациклическому развитию земной коры в течение всей истории Земли, от архея до кайнозоя. Для архейского, протерозойского и послепротерозойского мегациклов типичны качественные различия геологических и металлогенических процессов.

По мнению К. Б. Ильина и А. И. Семенова, в истории становления послепротерозойских складчатых поясов независимо от времени их формирования выделяются три последовательные стадии развития: 1) стадия преобладающего геосинклинального погружения (начальные и средние этапы); 2) стадия преобладания поднятий и главных фаз складчатости (средние этапы); 3) стадия консолидации и перехода в платформенное состояние (поздние и конечные этапы). История развития складчатых областей с учетом представлений о стадийности дает основание говорить о возможности выделения двух или даже трех законченных тектоно-магматических циклов полного развития. В частности, для Кавказа выделяются палеозойский и альпийский циклы развития, для Казахстана и Средней Азии — каледонский и герцинский, для Забайкалья — каледонский, герцинский и киммерийский. Послепротерозойская история формирования Урала отнесена составителями обзорной металлогенической карты к одному герцинскому циклу непрерывного развития, охватывающему период времени от ордовика до перми. Для Алтае-Саянской области также намечен только один каледонский период тектоно-магматического развития — от позднего синия до девона включительно.

Наиболее полное освещение проблема полицикличности получила в докладе В. И. Смирнова, рассмотревшего особенности металлогении полицикличных геосинклиналей и показавшего, что складчатые пояса по исто-

рии их развития отчетливо подразделяются на две серии. К первой относятся моноцикличные пояса, сформировавшиеся в течение одного геосинклинального цикла или части его, ко второй — полицикличные. Последние могут быть подразделены на три группы: 1) с ограниченным развитием ранних циклов, 2) с ограниченным развитием поздних циклов, 3) циклов полного развития. В полицикличных поясах полного развития происходит не только закономерная миграция зон магматизма и рудообразования ранней стадии, но и повторение магматических и рудообразующих процессов средней и поздней стадии на площади всего пояса с проникновением изверженных пород и рудных месторождений последующих циклов в области завершенной складчатости предшествующих циклов. В качестве примера полицикличного пояса полного развития был рассмотрен Кавказ, в истории формирования которого выделяются процессы каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов. Для всех этих циклов с различной долей уверенности намечаются ранняя, средняя и поздняя стадии с принадлежащими им характерными группами магматических пород и эндогенных рудных месторождений.

Развивая идею В. И. Смирнова о зональности строения геосинклиналей, В. Б. Черницын показал, что магматические породы и месторождения разных стадий тектоно-магматического цикла проявляются в строго определенных типах структурных зон. Так, в герцинской геосинклинали Большого Кавказа магматические комплексы доскладчатой стадии развиваются преимущественно в пределах геосинклинального трога Передового хребта. К этой зоне приурочены медные и медно-цинковые месторождения Северного Кавказа, а также хромитовые рудопроявления.

Магматизм и оруденение соскладчатой стадии ограничены рамками антиклинальных зон герцинской геосинклинали. В зонах Главного хребта, Кисловодской и Бечасынской сосредоточены крупные гранитные батолиты, с которыми ассоциированы пегматитовые и высокотемпературные грейзеново-кварцевые рудопроявления вольфрама, молибдена и мышьяка (арсенопирита).

Малые послескладчатые гипабиссальные интрузии поздней стадии герцинского цикла, с которыми ассоциируется полиметаллическое оруденение, образуют локальные узкие пояса вдоль границ интенсивного и слабого прогибания геосинклинального ложа.

По данным В. Б. Черницына, в послескладчатую стадию в различных тектонических секторах герцинской геосинклинали происходило некоторое усреднение условий осадконакопления и развития магматизма, которое, однако, не вызывало изменений в характере металлогении этих зон. Так, например, полиметаллическое оруденение, связанное с малыми послескладчатыми интрузиями, интенсивно проявилось только в Бечасынской зоне и значительно слабее в Передовом хребте.

В качестве примера полицикличного пояса с ограниченным развитием ранних циклов В. И. Смирнов в своем докладе рассмотрел палеозойскую складчатую область Урала, которая, по его представлениям, была сформирована в результате двух циклов развития — незавершенного каледонского и герцинского, окончательно оформившего внутренние структуры этой провинции.

Несколько иной точки зрения придерживается Ю. Д. Смирнов. Он считает, что в палеозойской истории развития Урала выделяются два полных геосинклинальных цикла, завершившихся первый — байкальской, а второй — варисской складчатостью.

С упреком в адрес составителей металлогенической карты СССР выступил П. М. Хренов, который отметил недостаточную разработку вопроса о докембрийских тектоно-магматических циклах. На примере Саяно-

Байкальского складчатого пояса он показал неоднократное вовлечение всей области завершенной складчатости в новое геосинклинальное развитие с интенсивным проявлением геосинклинального магматизма и рудообразования. По П. М. Хренову, Саяно-Байкальский подвижный пояс сформировался в течение трех тектоно-магматических циклов: нижнепротерозойского, верхнепротерозойского (байкальского) и раннекаледонского с присущими им металлогеническими эпохами.

Возможность расшифровки допалеозойской истории развития складчатых областей показал и Ю. Д. Смирнов на примере Урала. В докембрии им намечены четыре тектоно-магматических цикла: раннедокембрийский, кусинский, башкирский и тиманский.

Вопросы полицикличности и стадийности в развитии послепротерозойских складчатых поясов получили освещение в выступлениях В. А. Кузнецова, Т. Н. Ивановой, Н. Л. Бубличенко, Г. А. Твалчрелидзе, Е. Д. Карповой и В. С. Домарева.

Общие представления В. А. Кузнецова о направленном, полицикличном и стадийном развитии подвижных зон земной коры близки положениям, развитым в докладах В. И. Смирнова, К. Б. Ильина и А. И. Семенова. Однако в отличие от А. И. Семенова, В. А. Кузнецов рассматривает и Горный Алтай как полицикличную область, сформировавшуюся в течение каледонского и герцинского циклов. По его данным, Анюйско-Чуйская структурно-формационная зона Алтая сложена двумя рядами геосинклинальных формаций. Нижний формационный ряд включает отложения кембрийского, ордовикского и силурийского возраста, верхний — слагается геосинклинальными вулканогенно-осадочными, терригенными и терригенно-карбонатными толщами среднего-верхнего девона и отчасти нижнего карбона. Соответственно этому в пределах Горного Алтая развиты разновозрастные гранитоидные комплексы, сопровождаемые месторождениями различных металлов.

В. А. Кузнецов подчеркнул, что отрицание полицикличности Горного Алтая сказывается на металлогенической оценке этой территории. В частности, отнесение алтайских месторождений ртути к заключительной стадии каледонской металлогенической эпохи резко снижает их перспективность, так как ни в одной ртутной провинции мира месторождения каледонского возраста не обладают промышленными запасами руд.

Аналогичной точки зрения придерживается Н. Л. Бубличенко, который считает, что каледонская металлогения Рудного Алтая ограничивается единичными полиметаллическими месторождениями, связанными с породами нижнепалеозойского возраста. По его мнению, промышленное оруденение формировалось в верхнепалеозойскую металлогеническую эпоху, в промежутке между внедрением змеиногорского и калбинского комплексов гранитоидов.

Расхождение во взглядах на полицикличное развитие конкретных складчатых областей, как справедливо заметил В. С. Домарев, обусловлено отсутствием ясности в представлениях о границах рассматриваемых территорий.

По мнению Т. Н. Ивановой, наряду с полноразвитыми каледонидами, герцинидами, мезозоидами и альпидами существуют структуры переходного типа, сформировавшиеся в результате наложения процессов двух или нескольких тектоно-магматических циклов. К таким структурам она относит Горный Алай, каледонские структуры которого осложнены герцинскими движениями. Т. Н. Иванова обратила внимание участников совещания на необходимость изучения роли частной инверсии в развитии складчатых поясов и выработки четких критериев для определения границ выделяемых стадий. Отсутствие единого мнения по этим вопросам

приводит к тому, что сининверсионные гранитоидные интрузии и ассоциированные с ними контактово-метасоматические месторождения железа, меди, золота, свинца и молибдена искусственно подразделяются на две группы — ранних и средних стадий развития складчатых областей. По той же причине интрузии гранитной формации некоторые исследователи включают в число сининверсионных образований средней стадии, хотя в настоящее время имеется достаточно фактических данных, свидетельствующих о формировании типичных гранитов и сопутствующего им оловянно-вольфрамового оруденения в послеинверсионный период.

Г. А. Твалчрелидзе отметил, что признание полицикличности развития складчатых областей сближает точки зрения металлогенической школы ВСЕГЕИ и других направлений. При металлогеническом анализе складчатых областей он предлагает учитывать возрастные границы геологических циклов, которые в разных частях земного шара могут не совпадать по времени. Так, в Азии выделяются неизвестные в Европе индосинийский, яньшанский и гималайский циклы. Каждому из этих циклов соответствуют металлогенические эпохи, а последние в свою очередь подразделяются на три стадии — раннюю, среднюю и позднюю.

П. М. Хренов и Е. Д. Карпова отметили, что полицикличное развитие подвижных зон земной коры не ограничивается «припаиванием» разновозрастных складчатых зон друг к другу и проявляется в вовлечении ранее сформированных структур в новое геосинклинальное развитие.

Ю. М. Шейнманн считает, что вопросы о полицикличности развития складчатых областей и сдвига во времени границ складчатости достаточно разработаны тектонистами. Он полагает, что следует обсуждать вопросы сочетания глубинных и поверхностных явлений на Земле и решать проблемы связи тех или иных полезных ископаемых с широко понимаемой геологической обстановкой.

Ю. М. Шейнманн высказал скептическое отношение к металлогеническим картам, считая их субъективными и вторыми производными от геологических карт и карт полезных ископаемых.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Наряду с проблемой периодизации процессов развития подвижных зон земной коры пристальное внимание участников совещания привлек вопрос о типах металлогенических провинций и принципах их классификации. Как известно, в геологической литературе до недавнего времени отсутствовало единое толкование термина металлогеническая провинция. Одни исследователи обозначали им ограниченные площади, характеризующиеся развитием в их пределах определенных типов рудных месторождений, другие отождествляли это понятие с понятиями металлогеническая зона и металлогеническая область; некоторые геологи пользовались этим термином при описании обширных территорий, сформированных в течение нескольких тектоно-магматических циклов.

На совещании рассматривалась точка зрения А. И. Семенова, понимающего под металлогеническими провинциями обширные складчатые или платформенные области определенного периода (или периодов) и типа направленного геологического развития с характерными для каждой из них ассоциациями месторождений полезных ископаемых.

Выдвинутые А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким и Е. Т. Шаталовым принципы классификации металлогенических провинций вызвали ряд критических замечаний, вследствие чего единое мнение по упомянутому вопросу на совещании высказано не было.

Считая, что основой типизации металлогенических провинций складчатых и складчато-блоковых областей должны служить строение и состав земной коры в догеосинклинальный период, авторы предлагают называть их типы по главным петрохимическим особенностям магматизма и метаморфизма с сохранением географических названий, в частности: ультраметаморфический фемический с подтипами Алданским, Украинским и Балтийским; метаморфический сиалическо-фемический (Байкальский); фемический (Уральский); сиалическо-фемический (Казахстано-Алтае-Саянский); фемическо-сиалический (Тянь-Шаньский), сиалический (Дальневосточный) и щелочно-фемическо-сиалический (Таймырский).

В. А. Кузнецов согласен с тем, что в период, предшествующий геосинклинальному развитию, во многих областях существовала земная кора океанического типа, подобная той, какая наблюдается в настоящее время на территории Тихого океана. На основании изучения магматизма и металлогении Алтае-Саянской складчатой области он пришел к выводу, что строение и состав земной коры на ранних этапах геосинклинального цикла предопределяют тип дальнейшего тектоно-магматического развития и, следовательно, металлогенический облик отдельных провинций.

Аналогичной точки зрения придерживается В. С. Домарев, однако он полагает, что металлогения складчатых и платформенных областей определяется не только этим, но также комплексом разнообразных геологических явлений, которые следует учитывать при металлогеническом районировании.

По мнению Д. С. Харкевича, особенности строения земной коры в тех участках, где формировались складчатые или складчато-блоковые области, не могут быть положены в основу выделения типов металлогенических провинций, вследствие ограниченности наших знаний по этому вопросу. Действительно, состав и строение земной коры в догеосинклинальный период определяются не всегда надежно. Более того, фундамент разнотипных складчатых областей нередко одинаков по вещественному составу.

Так, например, в типично фемической области Камчатки домезозойские образования фундамента состоят из гнейсов, кристаллических сланцев и анатектоидных гранитов, сопровождаемых полями слюдоносных пегматитов. В соседней Верхояно-Колымской области сиалического типа состав пород фундамента, по данным Д. С. Харкевича, существенно не отличается от таковых Камчатской области. В связи с этим он полагает, что более надежным и объективным признаком разнотипности складчатых областей и платформ является набор осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций.

Классификацию послепротерозойских металлогенических провинций, по представлениям И. С. Рожкова, рациональнее строить на основе выделения реально существующих типов геотектонических структур с характерными для них группами магматических и рудных формаций.

У М. Ф. Лобанова возникли сомнения по поводу выделения самостоятельного щелочно-сиалическо-фемического (Таймырского) типа металлогенических провинций, так как роль щелочной ветви пород здесь весьма незначительна, и включения А. И. Семеновым в Таймырский тип Донбасской провинции, характеризующейся специфической ртутной минерализацией.

Таким образом, у специалистов, работающих в области металлогении, отсутствует единое мнение в вопросе о принципах выделения металлогенических провинций. В связи с этим представляется чрезвычайно важной разработка рациональной их классификации на базе новейших достижений тектоники, петрологии, геохимии и геофизики.

ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Одно из центральных мест на совещании заняла проблема активизации — особой формы эволюции земной коры. Несмотря на разнообразие взглядов на природу зон активизации, дискуссия показала, что подавляющее число участников совещания считает вполне своевременной и весьма актуальной постановку специальных исследований по изучению процессов активизации, особенно в связи с тем, что в металлогенических работах отмечается определенная недооценка роли этих процессов в формировании эндогенного оруденения.

С точки зрения А. Д. Щеглова, процессы активизации представляют собой автономный комплекс явлений, не связанный с развитием соседних одновозрастных геосинклиналей. Они охватывают различные по типу структуры: щиты, платформы, срединные массивы, консолидированные складчатые области. Возникающие при этом зоны активизации характеризуются общими чертами строения земной коры.

Базируясь на материале Западного Забайкалья, Центральной Африки и Родопского массива (Болгария), А. Д. Щеглов рассмотрел особенности рудных формаций, возникающих на разных стадиях активизации древних консолидированных сооружений. Он показал, что для первой стадии характерно образование наложенных вулканогенных прогибов, внедрение трещинных интрузий и ассоциирующих с ними формаций молибденовых и вольфрамовых месторождений. Вторая стадия проявляется в формировании узких грабеноподобных прогибов, выполненных континентальными отложениями, и образовании эпитермальных ртутно-сурьмяных, золотых и флюоритовых месторождений, связь которых с известными группами изверженных пород не обнаруживается.

В отличие от А. Д. Щеглова, Е. А. Радкевич полагает, что существуют два типа активизации. С одной стороны, она может быть связана с развитием соседних геосинклинальных областей, с другой — проявляться самостоятельно, как в Южном Китае и Корее. В последнем случае допускается связь активизации с глубинными процессами, происходящими в земной коре и верхней мантии. Несмотря на то, что активизированные территории развиваются по особому тектоническому плану, для них характерны магматические и рудные формации, аналогичные развитым в соседних геосинклинальных зонах. В частности, обнаруживаются черты сходства оловянных месторождений активизированных областей Южного Китая с месторождениями складчатых зон Приморья. Все это позволяет сделать вывод о том, что различные по истории развития структуры могут вмещать сходные месторождения и близкие по типу рудоносные граниты.

Частное выражение эпигонального типа развития, по представлениям П. М. Хренова,— вулканогенные пояса юга Восточной Сибири: Прибайкальский среднепротерозойский, Саянский девонский и Западно-Забайкальский мезозойско-кайнозойский, металлогения которых обусловлена развитием кислого магматизма.

Е. Д. Карпова рассматривает проблему активизации с несколько иных позиций. По ее мнению, представления многих исследователей базируются на неточном истолковании процессов активизации, на искусственном противопоставлении этих процессов поздним стадиям развития складчатых областей. Она отстаивает точку зрения, что восточно-азиатская стадия мезозойской активизации и поздняя стадия развития палеозойских складчатых областей весьма сходны по чертам геологии и металлогении.

Взгляда на отсутствие четкой грани между поздней стадией развития геосинклиналей и процессами активизации придерживается Н. В. Шталь.

Она показала, что складчатая область Восточного Забайкалья образовалась на месте мезозойской геосинклинали, интенсивное прогибание которой сопровождалось накоплением морских сероцветных формаций и типично геосинклинальным магматизмом. После замыкания геосинклинали, при существенно ином тектоническом режиме, началось заложение прогибов, где накапливались континентальные угленосные толщи мощностью до 2 *км*. В интервале между замыканием геосинклинальных трогов и образованием наложенных впадин формировались приповерхностные гипабиссальные интрузии, наземные эффузивы и экструзии кислого, субщелочного и основного состава.

Развитие магматизма не ограничивалось рамками мезозойской геосинклинали. В пределах консолидированных областей ранее завершенной складчатости в этот же период были сформированы магматические комплексы, в целом аналогичные подобным комплексам геосинклинальной зоны. Несмотря на отчетливые черты сходства магматических комплексов мезозойской геосинклинали и ее консолидированного обрамления, ряд исследователей склонен рассматривать их изолированно друг от друга, привлекая для обоснования своих взглядов процессы активизации.

По мнению Н. В. Шталь, необходимо конкретизировать представления о поздних стадиях и процессах активизации для того, чтобы однотипные явления не получили разных наименований.

РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

В процессе дискуссии очень остро был поставлен вопрос о недооценке процессов метаморфизма при металлогенических построениях и возможности образования месторождений различных металлов в ходе мобилизации и перегруппировки вещества при метаморфизме и ультраметаморфизме.

Изложив существующие точки зрения на природу регионального метаморфизма, Б. Я. Хорева подчеркнула, что процессы метаморфизма и магматизма в геосинклиналях развиваются независимо друг от друга, проявляются на различных стадиях геосинклинального цикла и вызываются разными причинами. По ее мнению, могут быть намечены два типа регионального метаморфизма. Метаморфизм первого типа, проявляющийся в период погружения и складчатости геосинклинальных отложений и определяемый величиной геотермического градиента, обусловливает образование монофациальных метаморфических комплексов, состав которых изменяется от одного мегацикла к другому. В архейский мегацикл в результате метаморфизма пород амфиболитовой и гранулитовой фаций и последующего регионального ультраметаморфизма создавались благоприятные условия для возникновения метаморфогенных растворов, содержащих рудное вещество, мобилизованное в процессе преобразования осадочно-вулканогенных толщ.

Прогрессивный региональный метаморфизм (второй тип) проявляется в поздние стадии развития подвижных зон и обусловлен частными геотермическими аномалиями, создаваемыми потоками горячих растворов, поступающих из областей глубинного метаморфизма. Эти растворы участвуют в формировании полифациальных метаморфических комплексов и переносе металлов, мобилизованных из глубинных горизонтов земной коры, в заключительные стадии геосинклинальных циклов.

Я. Н. Белевцев на примере Украинского кристаллического щита продемонстрировал возможность рудообразования, протекающего в процессе дифференциации вещества при метаморфизме. Как известно, Украинский щит представляет собой сложное складчато-блоковое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинали. В его строении принимают уча-

стие мигматиты, анатектиты, ультраметаморфические граниты, гнейсы, сланцы, метабазиты, которые сформировались в результате метаморфизма осадочных и вулканогенных пород. Интрузивные образования имеют ограниченное распространение и в основном представлены интрузиями кислого и щелочного состава, тяготеющими к зонам активизации. В соответствии с данными определения абсолютного возраста, интрузивные породы значительно моложе метаморфических и ультраметаморфических образований. Отличительная особенность металлогении Украинского щита в том, что подавляющее большинство металлов было накоплено в осадках или эффузивах еще в начальные этапы развития подвижных зон докембрийского фундамента. В средние этапы благодаря метаморфизму многие металлы оказались достаточно подвижными и при определенных тектонофизических условиях образовывали метаморфические или метаморфогенные месторождения. Последние размещаются среди осадочно-метаморфических и вулканогенно-метаморфических формаций, и лишь незначительная их часть приурочена к областям развития щелочных интрузий.

Формирование месторождений путем мобилизации и перегруппировки вещества вмещающих пород наглядно иллюстрируют данные о содержании малых металлов в породах различных ступеней метаморфизма. Согласно Я. Н. Белевцеву, в породах ступени зеленых сланцев содержание Pb, Ni, Co, V, Zn, Zr, Cu и других металлов равно 1,5—2%, в то время как в породах ступени гранулитов оно снижается до 1—0,5%. Содержание этих же металлов в мигматитах едва достигает 0,5—0,2%. Одновременно происходит вынос огромных масс железа, магния и кальция из первичных пород, причем абсолютная величина выноса резко возрастает по мере увеличения степени метаморфизма. Таким образом доказывается широкая миграция рудных компонентов при метаморфизме и ультраметаморфизме, приводящая к рудообразованию, не связанному с магматизмом. На основании совокупности перечисленных данных можно предположить, что метаморфическое рудообразование имеет место не только на щитах и платформах, но и в послекембрийских подвижных зонах.

Отвечая на критику Б. Я. Хоревой и Я. Н. Белевцева, Т. В. Билибина указала, что при составлении металлогенической карты СССР роль процессов метаморфизма в эндогенном рудообразовании в основном учитывалась для древних складчатых областей, где они проявлены особенно интенсивно. Это, однако, не исключает возможности образования ряда месторождений метаморфическим путем и в более поздние, послеархейские мегациклы. Опираясь на известные высказывания Н. Г. Судовикова, Т. В. Билибина подчеркнула, что в настоящее время отсутствует четкое понимание регионального метаморфизма в качестве фактора, контролирующего генерацию метаморфогенных растворов, так же, как нет полной ясности в вопросе об их рудообразующей способности.

МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

В настоящее время в научно-исследовательских институтах (ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ИГН АН Узб. ССР, ИГН АН УССР и др.) и особенно в производственных геологических организациях получили широкий размах работы по составлению средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Новое направление в металлогенических исследованиях — металлогения рудных районов — возникло в ИГЕМ, в котором были разработаны научные и методические

основы средне- и крупномасштабного картирования, обобщенные в серии изданных в 1964—1965 гг. книг.

Металлогения рудных районов, по словам Е. Т. Шаталова, преемственно развивает основные положения региональной металлогении, но отличается от мелкомасштабных исследований целевыми установками и принципиально иными методами работы. На основе средне- и крупномасштабного картирования необходимо давать прогнозную оценку рудоносности конкретных площадей. Металлогеническое картирование и научное прогнозирование должны повысить эффективность геолого-поисковых и разведочных работ и призваны решать одну из главных задач металлогенического анализа, сформулированную В. И. Смирновым на совещании: переключить теоретические концепции региональной металлогении в область их практического использования.

В этом, основном на сегодняшний день направлении отсутствует согласованность в действиях различных геологических организаций, в связи с чем создаваемые ими карты не сопоставимы по содержанию, научным принципам и методике составления.

Доклад Е. Т. Шаталова, в котором определены задачи детального металлогенического картирования, изложены научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт, разработанные коллективом сотрудников ИГЕМ, вызвал оживленную дискуссию, особенно среди геологов-производственников.

Участники совещания отметили актуальность и своевременность обсуждения вопросов металлогенического картирования и необходимость быстрейшей разработки методов прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

В. Б. Черницын на примере Кавказа показал, что среднемасштабное металлогеническое картирование имеет большое теоретическое значение, так как позволяет понять историю геологического развития и металлогению отдельных секторов геосинклиналей.

Большинство выступавших поддержали предложения Е. Т. Шаталова о составлении и металлогенических, и прогнозных карт в процессе геологического картирования и о создании единой методики составления этих карт. Однако были и другие высказывания. Например, В. Т. Матвеенко (ВСЕГЕИ) считает, что главнейшая задача металлогенических исследований — геологический прогноз в количественном выражении и составление карт прогноза на основе доброкачественной геологической карты и улучшенной карты полезных ископаемых. По его убеждению, «прогнозные карты в обязательном порядке могут и должны составляться на каждый номенклатурный лист государственной геологической карты без составления металлогенической». В. Т. Матвеенко выступил вообще против полистного средне- и крупномасштабного картирования на том основании, что на едином номенклатурном листе можно установить и показать лишь местные, локальные условия образования и нахождения месторождений, а не закономерности возникновения и формирования месторождений в пространстве и во времени.

А. С. Кумпан высказался против ввода обязательных условных обозначений, так как принципы металлогении еще не устоялись и это может сковать инициативу геологов.

Участники совещания, выступая в прениях, детализировали отдельные положения доклада Е. Т. Шаталова. И. С. Рожков отметил необходимость всестороннего изучения и детального расчленения осадочных и магматических пород, подробного изображения на картах различных структурных элементов, проявлений гидротермального метаморфизма, типов оруденения и т. д.

С. В. Ефремова обратила внимание на целесообразность выделения генетических типов месторождений и детального расчленения дайковых образований, М. А. Карасик — на создание классификации рудных полей.

А. А. Беус, Л. С. Галецкий и Г. Л. Гомберг в своих выступлениях отметили, что для установления закономерностей размещения рудных месторождений в пределах любого региона и прогнозной оценки изучаемых территорий необходимо в полной мере использовать данные геохимических исследований.

Многие выступавшие высказались за разработку методики количественного прогнозирования. В. В. Богацкий и П. П. Шехтман поделились опытом своих работ в этом направлении. Первый продемонстрировал таблицу «Логико-вероятностной оценки условий формирования метасоматических месторождений промышленного значения», а второй — рассказал об использовании метода дисперсионного анализа рудоконтролирующих факторов с применением электронно-вычислительных машин для одного из рудных полей Средней Азии.

Более подробная творческая дискуссия по составлению крупно- и среднемасштабных металлогенических и прогнозных карт была продолжена на семинаре на материале большой и разнообразной выставки этих карт в стенах ВСЕГЕИ (см. статью В. Е. Попова и В. А. Унксова «Вопросы металлогении рудных районов»).

В докладах и выступлениях были обсуждены направления дальнейших металлогенических исследований, что нашло отражение в решении IV Всесоюзного металлогенического совещания.

Прежде всего совещание считает, что серьезное значение имеет разработка общих теоретических вопросов региональной и специальной металлогении. Особое внимание следует обратить на анализ процессов тектонической активизации и на сопоставление металлогении активизированных зон с металлогенией поздней стадии развития складчатых областей. Необходимо выяснить поведение рудных элементов в процессе метаморфизма и возможность образования месторождений полезных ископаемых при мобилизации и перегруппировке рудного вещества из вмещающих пород.

Первоочередная задача ближайшего времени — совершенствование научных основ и методики прогнозирования месторождений всех видов полезных ископаемых на локальных площадях (рудных районах, зонах, узлах) на основе комплексного и пометального металлогенического картирования с учетом зональности, стадийности и глубины формирования месторождений, геохимических и геофизических данных с применением различных методов математического анализа. Успехи средне- и крупномасштабного металлогенического картирования зависят от разработки теоретических вопросов (установления критериев связи оруденения с магматизмом, создания классификации месторождений и рудоносных площадей на тектоно-магматической основе, восстановления палеогеотермических условий и т. д.).

Обмен мнениями на IV Всесоюзном металлогеническом совещании безусловно будет способствовать более правильному толкованию важных проблемных вопросов эндогенной металлогении.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ)

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

В. Е. Попов, В. А. Унксов

ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

(Итоги семинара по составлению средне- и крупномасштабных металлогенетических и прогнозных карт)

С 31 мая по 4 июня 1965 г. во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ), в соответствии с программой IV Всесоюзного металлогенического совещания, был проведен семинар по составлению средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. Работа семинара проходила под руководством докторов геолого-минералогических наук В. Т. Матвеенко и В. А. Унксова в зале заседаний ученого совета ВСЕГЕИ, где одновременно функционировала большая выставка новейших металлогенических и прогнозных карт, составленных различными геологическими учреждениями и организациями СССР. Для сравнения было выставлено несколько металлогенических карт, опубликованных за рубежом (Франция, Индия и др.).

В семинаре приняли участие 170 делегатов конференции. Среди них были представители организаций и учреждений Министерства геологии СССР, республиканских производственных геологических комитетов и территориальных геологических управлений, геологических институтов Академии наук СССР и Академии наук союзных республик, высших учебных заведений. Такой широкий состав участников (и геологи-производственники, и представители научных учреждений) способствовал оживленному обмену мнений и сделал работу семинара весьма плодотворной. В соответствии с названием, перед семинаром были поставлены совершенно конкретные задачи проработки проблем средне- и крупномасштабного металлогенического картирования, чему и были посвящены 39 докладов (включая шесть докладов, представленных, но не зачитанных на семинаре) и развернувшаяся по ним дискуссия. Доклады охватили следующие основные проблемы:

1. Общие принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов, включая вопросы составления обзорных металлогенических карт (семь докладов и вступительное слово).

2. Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт средних и крупных масштабов на примере конкретных рудных районов, включая интересные в методическом отношении обзорные металлогенические карты (двадцать докладов).

3. Применение геофизических и геохимических методов для составления металлогенических карт, включая методы составления самостоятельных геофизических и геохимических карт и вспомогательных схем (восемь докладов).

4. Методы количественного прогноза на детально изученных рудных полях и смежные вопросы (три доклада).

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Шесть из семи методических докладов этой группы были сделаны сотрудниками ИГЕМ АН СССР, работавшими над этой проблемой под руководством Е. Т. Шаталова. Его вступительное слово и доклады А. Н. Орловой, К. Б. Яблокова, Р. М. Константинова и И. Н. Томсона, а также доклад В. С. Коптева-Дворникова освещают основы и применение предложенного ими метода металлогенического анализа рудоконтролирующих факторов: структурного, магматического, литологического и др. Преемственно развивая основные положения региональной металлогении, этот метод в то же время принципиально отличается от методов регионального металлогенического анализа, применяемого при изучении обширных территорий.

В вступительном слове Е. Т. Шаталов отметил, что переход к крупным масштабам создает предпосылки к большой практической отдаче металлогенических карт рудных районов и возможности конкретных прогнозов на основе таких карт. Составлению средне- и крупномасштабных карт, по мнению коллектива ИГЕМ, должно предшествовать составление или использование имеющихся обзорных металлогенических карт, цель которых — выявить и показать тип рудного района и его положение внутри более крупных рудоносных площадей.

Методика составления этих карт изложена в докладе А. В. Орловой. Продемонстрированный ею макет карты масштаба 1 : 500 000 имеет сложное строение. На нем показаны части двух металлогенических областей — каледонской золотоносной и герцинской, несущей редкометальное (молибден-вольфрамовое) и свинцово-цинковое оруденение, а также области, вовлеченные в неотектонические движения, в данном случае неблагоприятные для выявления минерализации.

В общем случае масштаб обзорных карт предлагается 1 : 1 000 000 при масштабе металлогенических карт рудного района 1 : 200 000—1 : 100 000 и 1 : 500 000 при масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000. Обзорная карта составляется на специализированной тектонической основе. Подобно тому, как это делается на изданных тектонических картах, стратифицированным комплексам данной складчатой системы придается общий цвет в зависимости от времени ее формирования (завершения складчатости). Отдельные структурные этажи и ярусы обозначаются оттенками этого цвета. Таким образом, близкие по возрасту, но различные по этапу тектонического развития формации будут закрашены разным цветом. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации охарактеризованы занимаемой ими геологической позицией и тектоническими условиями осадкообразования (на дополнительной схеме); возраст отложений показан по карте геохронологическим индексом, состав — краном и индексом, указывающим на условия осадкообразования. Для интрузивных пород рекомендуется отражать на карте: их состав (цвет); возраст (индекс); принадлежность к определенному тектоно-магматическому циклу (цвет линии интрузивного контакта); фазы или стадии внедрения (индекс); соотношение с главной фазой складчатости, с которой во времени связана интрузивная деятельность (способ закраски: вертикальная негативная штриховка показывает доскладчатый возраст интрузии; сплошная окраска — соскладчатый, горизонтальная штриховка — послескладчатый возраст); малые интрузии (интенсивностью окраски); металлогеническую специализацию (особым дополнением к индексу). Индекс интрузива и символ генетически связанного с ним месторождения подчеркиваются одинаковой чертой.

Предлагается давать достаточно подробную характеристику структурных особенностей территории: показывать элементы залегания, наносить оси складок, разделять разрывные нарушения по возрасту, соотношению с главной фазой складчатости, масштабу. Особо выделяются разломы длительного развития. Рудные месторождения и проявления разделяются по генетическим типам (форма знака) и рудным формациям (цвет закраски). Дополнительные усложнения знака показывают морфологию рудных тел, температуру образования и структурные условия локализации месторождений. В обобщенном виде на карту наносятся и данные шлиховой съемки.

Обзорные металлогенические карты можно использовать не только для обоснования металлогенического районирования и определения геологической позиции рудного района, но и для планирования крупномасштабных геологических съемок.

Методика составления среднемасштабных металлогенических карт (на примере масштаба 1 : 200 000) изложена в докладе К. В. Яблоковым. Для каждого района предлагается комплект карт, в который входят: 1) собственно металлогеническая карта с дополнением на полях обзорной схемы, схемы возрастного положения оруденения и крупномасштабных схем наиболее интересных месторождений; 2) схема размещения благоприятных признаков; 3) карта прогнозов. Степень металлогенической нагрузки карты в целом соответствует требованиям к геологической карте масштаба 1 : 200 000, однако рекомендуется провести дополнительные тематические исследования для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых. На демонстрировавшемся макете изображена часть условного редкометального района, в котором оруденение связано с мезозойскими интрузиями гранитоидов и малыми интрузиями, внедрившимися в терригенную толщу; контроль оруденения — структурный и магматический.

На макете подробно охарактеризована интрузивная деятельность. Осадочные комплексы показаны схематично. Система условных обозначений в общем преемственна по отношению к обзорным металлогеническим картам. Однако среднемасштабные карты рекомендуется составлять уже не на тектонической, а на специализированной геологической основе. Цветовая закраска стратифицированных комплексов аналогична общепринятым легендам геологических карт с детализацией, соответствующей целям металлогенического анализа. Более детальный масштаб позволяет дополнительно показать геохимическую специализацию интрузий (цветной обводкой по внутренней линии контакта), падение плоскости контактов, глубину эрозионного среза, распространение околорудных изменений пород и другие данные, важные для выявления закономерностей размещения оруденения.

Схема размещения благоприятных признаков составляется на прозрачном материале. На ней наносятся: 1) рудоконтролирующие факторы и благоприятные признаки, отражающие зависимость размещения оруденения от состава, времени становления и геохимических особенностей интрузивных тел, и 2) общегеологические и структурные признаки, показывающие закономерности размещения месторождений и тех магматических пород, с которыми непосредственно связано оруденение. Схема размещения благоприятных признаков и рудоконтролирующих факторов служит основой для выделения рудных зон, узлов, полей.

Карта прогноза также изготовляется в виде прозрачной накладки. Она характеризует степень перспективности площадей внутри рудного района и содержит рекомендации по проведению и постановке того или иного вида работ. Категории рудоносных площадей, по которым даются

прогнозные запасы, кратко характеризуются следующими данными: A_1 — площади, примыкающие к уже известным рудным полям или месторождениям; A_2 — площади с прямыми рудоконтролирующими признаками и выявленными рудопроявлениями; A_3 — площади с развитием благоприятных рудоконтролирующих признаков, но без выявленных рудопроявлений.

Во втором докладе А. В. Орлова охарактеризовала макет крупномасштабной (1 : 50 000) металлогенической карты, составленный для части рудной зоны, входящей в рудный район области герцинской складчатости. Выявленное оруденение (золотое, медное, свинцово-цинковое) — приурочено к определенным по составу и возрасту породам среднего палеозоя, т. е. имеет литолого-стратиграфический контроль. Крупномасштабные металлогенические карты рекомендуется составлять на геологической основе в связи с необходимостью максимально увеличивать разрешающую способность карты. Главное внимание должно быть направлено на то, чтобы при изображении осадочных и магматических пород, складчатых и разрывных нарушений, минерализации наиболее четко были подчеркнуты те их особенности, которые в какой-то мере контролируют размещение оруденения. Карта прогноза составляется на прозрачной основе и составляет единое целое с металлогенической картой. На нее нанесены перспективные площади и даны рекомендации по дальнейшему направлению работ. Выделяются четыре категории участков по степени перспективности, а также участки в пределах рудной зоны, постановка работ на которых нецелесообразна, и бесперспективные площади, расположенные вне исследуемой рудной зоны.

Третий доклад А. В. Орловой посвящен литологическим критериям размещения эпигенетического оруденения и изображению их на средне- и крупномасштабных металлогенических картах. Она выделяет различные типы контроля: собственно литологический, литолого-стратиграфический и стратиграфический. Стратиграфический и литолого-стратиграфический контроль имеет особое значение для районов развития телетермального оруденения, как наиболее легко и надежно устанавливаемые поисковые критерии. Собственно литологический контроль проявляется более широко, но нередко является вторым по значению фактором, уступая первое место магматическим, структурным факторам или стратиграфическому контролю.

На металлогеническую карту целесообразно наносить лишь те данные (по составу, структуре и текстуре пород), которые влияют на размещение оруденения в картируемом районе. Эти данные выявляются путем составления специальных литологических колонок для тех интервалов стратиграфического разреза, на которые распространяется оруденение, после чего признаки, требующие наибольшего внимания, картируются в поле с наибольшей детальностью.

Автором рассмотрены наиболее важные для локализации эпигенетического оруденения свойства карбонатных пород (доломитизация, примесь туфогенного материала, трещиноватость и прочие в соответствии с видом полезного ископаемого), «существенно кремнистых» (кварцитов, песчаников и др.) и глинистых пород.

Доклад И. Н. Томсона посвящен структурным критериям размещения оруденения и их изображению на металлогенических картах. Наиболее важная роль в локализации рудных узлов и полей, по его мнению, принадлежит глубинным разломам. Среди последних выделяются: пограничные, разделяющие блоки с различным типом развития и сложная сеть скрытых глубинных разломов фундамента, рассматриваемых как основные рудоконтролирующие структуры. Под «фундаментом» автор подра-

зумевает толщи раннего этапа развития, по завершению которого происходила перестройка структурного плана.

Скрытые разломы фундамента иногда на всем протяжении сопровождаются цепочкой месторождений и рудопроявлений. В более общем случае рудопроявления образуют пространственные ассоциации изометричной формы, причем рудные поля и узлы контролируются участками пересечения и сопряжения скрытых разломов, а рудные районы приурочены к блокам, ограниченным некоторыми из глубинных разломов.

В докладе рассмотрены основные признаки, рекомендуемые для прослеживания зон скрытых разломов (глубокие желоба в толщах основания; фациальные изменения, локализованные вдоль узкой зоны, в том числе ряд фаций, типоморфных для разломов; серии частных флексур, «аномальные» брахиформные складки; интрузии и дайковые пояса; цепочечное расположение вулканов центрального типа; линейные пояса минерализованных пород и др.). И. Н. Томсон полагает, что выявление сети скрытых разломов может явиться одной из основ «рудной тектоники», выясняющей структурно-геологическую позицию рудных районов, узлов и полей.

На металлогенических картах крупного масштаба (1 : 50 000) будут, естественно, отражены лишь отдельные фрагменты зон разломов фундамента и подчеркнуты те из них, которые отражают наиболее важные рудоконтролирующие факторы. На картах масштаба 1 : 200 000 и мельче, основным назначением которых является выделение границ рудных районов, скрытые разломы можно показывать обобщенно — поясами штрихового крапа, штриховыми линиями (структурные «барьеры»), утолщением контуров объектов, косвенно подтверждающих существование скрытых разломов.

Вопросы металлогенической и геохимической специализации магматических комплексов и ее значения для металлогенического картирования рассмотрел В. С. Коптев-Дворников. Подробно остановившись на взаимоотношении петрологических и металлогенических исследований, докладчик, главным образом на примере изучения территории Казахстана, убедительно показал необходимость изучения акцессорно-минеральной специализации интрузивов, рассмотрел критерии определения глубин эрозионного среза магматических тел по их геохимическим особенностям на различных уровнях.

Р. М. Константинов осветил результаты систематизации эндогенных рудных формаций для целей металлогенических исследований. Рудную формацию он рассматривает как естественную группу месторождений, объединяемых признаками вещественного состава и геологических условий образования. Автор применил метод выделения рядов рудных формаций, заключающийся в изучении изменений всех свойств оруденения при постепенном изменении одного из наиболее отчетливых признаков его (например, какой-либо детали вещественного состава). В докладе разобрана впервые намеченная С. С. Смирновым закономерная смена во времени генетических типов месторождений в рудных районах с длительно развивающимся оруденением.

В заключение Р. М. Константинов предложил на обсуждение разработанную совместно с К. В. Яблоковым систему кодирования признаков месторождений на перфорированных карточках, необходимую для выяснения устойчивых признаков рудных формаций и для других целей металлогенических исследований.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ СССР И МЕТОДЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

Среди представленных на семинар 20 докладов этой группы 9 докладов полностью и 4 частично посвящены методике составления обзорных металлогенических карт.

В докладе П. С. Прямоносова (Уральское геологическое управление) рассмотрены принципы и методика составления 22-мелкомасштабных обзорных карт, в работе над которыми принимали участие сотрудники Ухтинского, Уральского, Башкирского, Оренбургского, Северо-Казахстанского геологических управлений и Актюбинская ГРЭ. Наряду с комплексными металлогеническими картами эндогенных и экзогенных полезных ископаемых рекомендуется составлять карты по отдельным видам минерального сырья. Основа карт специализирована в соответствии с их задачами (для эндогенного оруденения — тектоника, магматические и постмагматические процессы, для экзогенного — тектоника, выветривание, осадконакопление и т. д.).

В соответствии с выделенными тектоно-магматическими циклами, этапами и подэтапами все геологические образования разделены на структурные этажи, ярусы и подъярусы. Осадочные и магматические породы объединены в формации.

Месторождения показаны на картах в соответствии с их принадлежностью к рудным формациям.

Эндогенные месторождения, например, объединены в 50 рудных формаций (8 магматических, 6 пегматитовых, 25 гидротермальных, 6 скарновых и 5 метаморфогенных). Совокупность рудных формаций, связанных с формированием одной интрузивной формации, составляет металлогеническую формацию. Выделяются гранитоидные, габброидные и гипербазитовые металлогенические формации. В знаке месторождений в качестве важнейших признаков показываются вид минерального сырья (форма знака), рудная формация (усложнение знака), возраст оруденения (закраска), генетический тип (цвет обводки) и масштаб месторождения (размеры знака). На прогнозных картах-накладках нанесены: 1) металлогенические и внутри них рудоносные зоны; 2) околорудные изменения вмещающих горных пород; 3) геохимические и геофизические аномалии; 4) перспективные площади, разделенные на пять категорий.

Вопросы составления комплексных обзорных металлогенических карт подробно рассмотрены также С. Ф. Усенко и М. В. Чеботаревым (Дальневосточное ГУ), В. В. Еловских (Якутское ГУ) и частично В. А. Прокиным, Е. А. Шумихиным (Башкирское ГУ), С. М. Ткаличем, Н. Г. Ключанским (Иркутское ГУ), А. А. Куденко, В. П. Степенко и А. Е. Шлыгиным (КазИМС, Южно-Казахстанское ГУ, ГИН АН КазССР).

С. Ф. Усенко и М. В. Чеботарев указывали на значение составленной обзорной карты не только для последующего крупномасштабного прогнозирования, но и для рационального планирования прямых поисков. Они особо подчеркнули, что в основу структурно-металлогенического районирования коллективом геологов Дальневосточного геологического управления, выполнявшим эту работу под руководством Е. А. Радкевич, положены не возраст складчатости и этапы развития геосинклинальных зон, а сочетания разнообразных факторов (магматических, литолого-геохимических и структурных), определяющих особенности металлогении и возникших главным образом в последний этап развития региона.

Важной проблемой является характерная для Приморья полихронность оруденения и связанная с ней проблема вмещающих пород как гео-

химической среды магмо- и рудообразования. В связи с этим по характеру развития и преобладающему составу пород выделяются эвгеосинклинальные (фемические и сиало-фемические) и миогеосинклинальные (сиалические) зоны.

На структурно-формационную основу карты наносится рудная и рудопоисковая нагрузка; форма знака обозначает генетический тип месторождения, а цвет — ведущий металл. Все металлогенические построения (районирование, характер и возраст оруденения, его оценка, прогноз и рекомендации) даются на прозрачной накладке, причем выделяются металлогенические пояса и зоны, металлогенические области, рудные зоны и рудные районы, рудные узлы и рудные поля.

Доклады, посвященные составлению мелкомасштабных карт, специализированных на определенный вид полезных ископаемых, были немногочисленны и касались главным образом закономерностей размещения оруденения на определенной территории, а не методики составления карт.

Вопросам общей оценки флюоритоносности Средней Азии был посвящен доклад Е. М. Головина (САИГИМС), учитывавшего при построении карт рудоконтролирующие факторы пяти основных групп: геотектонические, геохимические, палеогеографические, структурно-тектонические и литолого-стратиграфические. Опыту составления мелкомасштабных карт золотоносности был посвящен доклад В. Е. Панцулая (ГУ при СМ ГрузССР).

Методика составления мелкомасштабных карт бокситоносности была изложена Б. А. Тюриным (Каз.ИМС), доклад которого вызвал особый интерес как практически единственный доклад по составлению металлогенических карт среднего и крупного масштаба для районов развития экзогенных месторождений. Карта прогноза Тюрина отражает совокупность благоприятных и неблагоприятных для бокситообразования геологических предпосылок и является синтезом трех вспомогательных карт того же масштаба: структурно-литологической карты палеозойского фундамента, карты распространения важнейших комплексов рыхлых мезозойских и кайнозойских образований и карты основных типов рельефа поверхности. В результате анализа рудоконтролирующих факторов автору удалось выделить перспективные площади трех степеней очередности.

Как уже отмечалось, большинство докладов семинара было посвящено полностью и частично средне- и крупномасштабным металлогеническим картам различных рудных районов. Из 15 докладов на эту тему в 11 рассмотрена методика составления комплексных металлогенических карт и лишь четыре доклада были посвящены картам, специализированным на определенный вид полезных ископаемых. Все доклады посвящены картам рудных районов с преобладающей эндогенной минерализацией.

Методика составления среднемасштабных комплексных металлогенических карт, применяемая геологами Узбекистана, нашла свое отражение в докладе В. М. Петрова, Т. М. Мацокиной, И. Х. Хамрабаева, О. Н. Горькового и В. В. Козырева (Институт геологии и геофизики АН Узб.ССР). Наиболее важной стороной металлогенических исследований авторы считают комплексность этих работ с обязательным привлечением специалистов различного профиля (тектонистов, геофизиков, литологов, магматистов, рудников, геохимиков и т. д.), создающих серию вспомогательных карт, подчеркивающих важные для металлогенических построений элементы. Набор карт определяется спецификой региона. Например, для одного из районов Узбекистана составлено 15 видов таких карт, в том числе карты мощностей и структурных ярусов, рудовмещающих горизонтов карбонатных пород, глубин эрозионного среза на момент рудоотложения, известного и предполагаемого распространения некоторых малых элементов

в сульфидах гипогенных месторождений и др. Основой металлогенических карт служат «комплексно-тектонические» карты (сочетание карт структурных ярусов с картами магматических комплексов). Широко отражены на металлогенической карте геохимические особенности магматических комплексов. Авторы предлагают два способа нанесения рудной нагрузки. На более детальных картах формой значка обозначен генетический тип месторождений, цветом заливки — металл, усложнением значка — жильные минералы и околорудные изменения. На менее детальных картах сам значок характеризует определенную рудную формацию, число которых ограничено.

При разработке прогнозных оценок В. М. Петров и другие исследователи придают большое значение влиянию сингенетичного рассеянного оруденения на последующую эпигенетическую его концентрацию, а также поискам месторождений по элементам-спутникам. Металлогенические карты предлагается дополнять прогнозными картами тех же масштабов, составленных для естественных геохимических ассоциаций — рудных семейств и формаций, а в ряде случаев — и для отдельных элементов.

Геолого-прогнозными называет свои карты Ю. С. Шихин (Мин. геологии Тадж. ССР). Метод подготовки геологической основы таких карт — специализированная структурно-геологическая съемка, выполняемая по следующим методическим принципам: обязательная трехмерность картирования; производимая еще в поле группировка геологических объектов по генетическим признакам, оказывающим наибольшее влияние на рудоразмещение; количественная оценка их форм и масштабов проявления; массовый учет и анализ возрастных соотношений. Типизация рудных объектов проводится по принадлежности их к определенным этапам и стадиям послемагматического процесса. Рекомендуется количественная характеристика связи оруденения с геологическими факторами.

Научные и методические принципы составления прогнозно-металлогенических карт на Рудном Алтае изложены в сообщениях большой группы геологов Восточного Казахстана (Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьев, К. Ф. Ермолаев, П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, А. К. Каюпов и др.). На металлогенических картах отражены: типы и история развития тектонических структур, контролирующих размещение во времени и пространстве магматических пород; расчленение магматических пород на комплексы и выявление их связи с тектоникой; систематика всех известных месторождений и рудопроявлений, выделение определенных типов рудных формаций, обоснование времени и места образования их и отношения к магматическим комплексам. Карты прогнозов составлены в виде прозрачной накладки. Для количественной оценки прогнозных запасов использован метод аналогий. В качестве вспомогательных карт предлагаются геолого-структурные, карты метаморфизма, геофизические и глубинных разрезов (продольные и поперечные).

Методике составления среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт в Южном Казахстане посвящен доклад А. А. Куденко, В. П. Стеценко и А. Е. Шлыгина (КазИМС, Южно-Казахстанское ГУ, ИГН АН Каз. ССР), а также доклад В. И. Волобуева (Южно-Казахстанское ГУ). А. А. Куденко и другие геологи предлагают составлять металлогенические карты на геолого-структурной основе с обязательным нанесением всех рудопоисковых признаков. Рудные формации, по мнению авторов, целесообразно выделять по ведущему металлу, а не по минеральному составу. Рудные комплексы объединяют формации, возникшие в результате определенного генетического процесса (пегматитового, скарнового и т. д.), отражаемого формой знака месторождения. Цветом показана рудная формация, внешним усложнением — принадлежность к этапу разви-

тия подвижного пояса. Авторы выделяют три категории перспективных площадей. В. И. Волобуев в отличие от А. А Куденко считает более целесообразным применение геологической основы для составления металлогенических карт, которые сопровождаются вспомогательными металлометрическими, шлиховыми и магнитными картами. Наибольшее значение он придает этапности проявления рудной минерализации, в связи с чем предлагает выделять металлогенические формации, для которых характерны однотипность генезиса, а также одновозрастность и идентичность минерального состава руд.

В докладе В. Д. Вознесенского и Ю. П. Ненашева (Центрально-Казахстанское ГУ) изложен опыт составления крупномасштабной металлогенической карты. Специализированная основа карты содержит обобщенные сведения о составе магматических комплексов и осадочно-вулканогенных формаций, в пределах которых более густым тоном закрашены участки и горизонты, важные в поисковом отношении.

С большим интересом был выслушан доклад С. М. Ткалича и Н. Г. Ключанского (Иркутское ГУ), в котором авторы поделились многолетним опытом по составлению среднемасштабных комплексных металлогенических карт в Прибайкалье, Восточном Саяне и Байкало-Патомском нагорье. Авторы стремились наиболее полно отразить полицикличный характер развития Саяно-Байкальского складчатого пояса с многократным формированием комплексов эндогенных полезных ископаемых. На прогнозно-металлогенических картах выделены комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород, объединенные в формации, слагающие определенные структурные ярусы и подъярусы. Выделение пликативных структур достигается линейным расположением крапа; дробно классифицированы разрывные нарушения. Авторы полагают, что на среднемасштабных картах формой знака целесообразнее показывать ведущее полезное ископаемое, а цветом — генетическую связь его с определенным комплексом горных пород и возраст; остальные данные наносятся путем усложнения знака. Прогнозы и рекомендации предлагается выносить на прозрачные карты-накладки.

Полной и детальной проработкой данных отличаются среднемасштабные металлогенические карты В. Б. Черницына (Северо-Кавказское ГУ). Опыт составления карт сложной, полициклично развивавшейся территории Большого Кавказа привел автора к выводу о необходимости обязательно дополнять металлогеническую карту, помимо прогнозной накладки, вспомогательными картами и схемами: 1) структурно-формационного районирования; 2) размещения даек и малых интрузий; 3) ореолов рассеяния и геофизических аномалий; 4) размещения благоприятных признаков; 5) совмещения благоприятных признаков. Две последние схемы составляются для отдельных металлов или групп парагенетически связанных металлов.

Методика ИГЕМ была использована также С. Г. Букия, Е. М. Абамелик и Г. А. Тварчрелидзе при составлении среднемасштабной прогнозно-металлогенической карты одного из рудных районов Грузии. Прогнозные накладки составлены авторами отдельно для различных видов полезных ископаемых или их групп.

Методике полевых исследований при составлении комплексных металлогенических карт посвящен доклад В. А. Прокина и Е. А. Шумихина (Башкирское ГУ). При среднемасштабном картировании исполнители посещают по возможности все месторождения и рудопроявления. При ограничении числа объектов отдается предпочтение: типичным месторождениям для каждой рудной формации, известной на данной территории; слабо изученным рудопроявлениям, залегающим в благоприятной геоло-

гической обстановке; рудопроявлениям, принадлежность которых к той или иной рудной формации не ясна.

В процессе обследования выявляются или уточняются: положение рудных тел в геологическом разрезе и структуре; формы, размеры рудных тел, их взаимоотношения с вмещающими породами; состав руд; характер околорудных изменений вмещающих пород и их зональность; основные рудоконтролирующие факторы, предопределившие местонахождение месторождения; принадлежность месторождения к той или иной рудной формации; перспективы месторождения. Одна из главнейших задач исследований — выяснение поисковых признаков, для чего требуется проведение соответствующих литолого-стратиграфических, петрологических, геохимических и других исследований.

В докладах по методике составления специализированных (монометальных) металлогенических и прогнозных карт освещены результаты работ по золоторудным (Л. З. Палей, В. В. Панцулая) и ртутным районам (В. Н. Зайцева, А. И. Гончаров, Г. А. Ярушевский). Л. З. Палей (Мин. геологии УзбССР) полагает целесообразным при пометальном металлогеническом анализе делить рудоконтролирующие факторы на локальные и региональные I и II порядка, которые для карт золотоносности распределяются следующим образом. К наиболее важным локальным факторам, обусловливающим положение месторождений и рудных тел, относятся литологические (содержание кремнезема и калия во вмещающих породах и др.) и тектонические (локализация оруденения в секущих трещинах и зонах определенного простирания), к региональным факторам II порядка, определяющим позиции рудных узлов и полей,— тектонические (перегибы антиклинальных структур и др.) и петрохимические (ассоциация руд с плагиогранитами и т. д.). Региональные факторы I порядка, определяющие позицию и границы рудных поясов,— тектонические (региональные разломы, антиклинории и синклинории, структурные ярусы). Прогнозирование осуществляется в соответствии с сочетанием прямых или косвенных признаков оруденения с указанными рудоконтролирующими факторами.

Основой для крупномасштабных металлогенических карт на ртуть, по мнению А. И. Гончарова (Южно-Киргизская КГЭ), должны служить тектонические карты, составляемые применительно к определенному морфогенетическому типу месторождений. При составлении прогнозно-металлогенической карты составляются вспомогательные карты геохимического опробования, шлихового опробования, результатов геофизических исследований, распространения месторождений, рудопроявлений и гидротермальной минерализации, эрозионных срезов. Составленные карты при учете стратиграфо-литологических, минерало-геохимических и тектонических критериев позволяют провести количественное прогнозирование сурьмяно-ртутного оруденения.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Начало докладам этой группы (8 докладов) положил Г. И. Россман (ВИМС), рассмотревший возможность поисков рудных месторождений по эндогенным геохимическим аномалиям. Он указал основные аспекты, определяющие поисковое значение аномалий: 1) размеры локальных аномалий во много раз превышают размеры выходов рудных тел; 2) численность аномалий многократно превышает число вместе взятых месторожде-

ний и рудопроявлений; 3) состав аномалий тесно связан с составом искомых месторождений. Выделяются три типа первичных эндогенных ореолов: диффузионные, инфильтрационные и инфильтрационно-диффузионные, из которых два последних имеют определяющее значение для поисков месторождений. Изучение ореолов показывает различие их размеров, морфологии, степени сплошности, состава. Оценка локальных аномалий упрощается, если известна зональность первичных ореолов на искомых типах месторождений. Помимо локальных аномалий, следует изучать и региональные, намечающие строение рудных поясов и позволяющие выделить потенциально рудоносные структуры. Независимо от принятой модели геохимической карты на ней должны быть отражены следующие важнейшие данные: 1) комплексы элементов-индикаторов, выбранные с учетом зональной изменчивости эндогенных ореолов; 2) изменчивость величины концентрации элементов-индикаторов; 3) размеры и морфология аномалий; 4) сплошность геохимических аномалий. Остановившись на выборе рациональной сети, докладчик отметил в заключение, что оценка геохимических аномалий возможна только при учете суммы критериев (геохимических, геофизических, геолого-структурных, магматических) и не мыслится без применения счетно-вычислительной техники.

В докладе Ф. Р. Апельцина и А. И. Гинзбурга (ВИМС) о требованиях к металлогеническим и прогнозным картам на редкие элементы (бериллий, ниобий и тантал) намечаются отличия основы и нагрузки карт для различных редкометальных провинций в соответствии с особенностями их тектоники и магматизма. Выделяются четыре типа провинций: 1) платформенные области, нарушенные глубинными разломами (обычно края платформ) со щелочными и ультраосновными массивами центрального типа; 2) активизированные зоны платформ и срединных массивов с небольшими телами субщелочных и щелочных пород; 3) достаточно эродированные (преимущественно геоантиклинальные) зоны складчатых поясов с куполами «апогранитов» и полями редкометальных пегматитов; 4) наиболее поздние по своему развитию или активизированные зоны складчатых поясов, иногда совмещенные с наложенными вулканическими поясами. Этим провинциям свойственны определенные геохимические ассоциации элементов, что определяет составление металлогенических и прогнозных карт на тот или иной комплекс их, а именно: 1) Nb, Ta, P, Zr, TR, Mo, Th; 2) Nb, Ta, Be, TR, Zr, F, U, Th; 3) Ta, Be, Li, Cs, Sn, W, Bi, Mo, F; 4) Be, F, Mo, W, Pb, Zn.

Указанные ассоциации элементов образуют концентрации в виде особых генетических типов редкометальных месторождений. Авторы указывают на необходимость детальных петрохимических и петрологических исследований, на широкое использование радиометрических (особенно гамма-спектральных) данных и обобщение информации по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов, а также по шлиховой и валунной съемке, что, по их мнению, гарантирует наибольший успех при прогнозировании. В докладе подробно разобраны различия требований к картам, составляемым для различных генетических типов месторождений.

Пример геохимической карты одного из рудных узлов Казахстана продемонстрировали К. М. Муканов и С. С. Ромашин (ИГН АН Каз.ССР). Полуколичественный спектральный анализ проб, отобранных по соответствующей сетке, и обработка его результатов путем построения кумулятивных кривых на вероятностном трафарете позволили авторам четко выделить зоны минерализации и с учетом других геологических данных уточнить генетическую связь оруденения с определенными магматическими комплексами.

Л. С. Галецкий (Мин-во геологии УССР) рассказал об опыте геохимического картирования эндогенных ореолов, позволившего выявить редкометальные проявления в районе, где они ранее не были известны. Геолого-геохимические карты строились отдельно по каждому из основных и сопутствующих элементов (Be, Nb, Zr, TR и др.). Совмещение этих карт позволило автору установить закономерности распределения и концентрации полезных компонентов и приуроченность их к определенным типам пород и метасоматических фаций, наметить наиболее перспективные участки для поисков и выделить естественные парагенетические минеральные ассоциации, отраженные на металлогенических картах.

А. Н. Еремеев (ВИМС) посвятил свой доклад комплексным геолого-геофизическим и геохимическим исследованиям при составлении крупномасштабных прогнозных карт в закрытых районах. Основой для таких прогнозных карт служит геолого-структурная схема складчатого основания со снятым чехлом рыхлых отложений. При составлении схем основной задачей является прослеживание уже выявленных на месторождениях данного района поисковых признаков. Собственно геологические маршруты и документация обнажений, сопровождаемые изучением физических свойств пород, проводятся в начальной стадии работ, когда составляется ряд опорных геолого-геофизических профилей. Следующая стадия — геофизические работы, включающие гравитационную и магнитную разведку, различные модификации электроразведки. Гравиметрическую съемку целесообразно проводить за год до проведения других методических работ на площади, значительно превышающей размеры разведочного участка, что позволяет уточнить черты глубинного строения и увязать их с общим структурным планом района. В дальнейшем комплексные исследования сосредотачиваются на опорных профилях, промежутки между которыми заполняются магнито- и электроразведочными съемками, причем детальность магнитной разведки в сложных геологических условиях на масштаб превышает остальные работы. Основная задача электроразведки — выявление и прослеживание тектонических нарушений послойного и секущего направлений. При небольшой мощности рыхлых отложений основной метод — комбинированное электропрофилирование, по мере увеличения мощности чехла используются более сложные системы, вплоть до совмещенных дипольных осевых и симметричных установок. Точки заложения буровых скважин выбираются не по сетке, а только на основании интерпретации геофизических данных. Результатом работ является составление геолого-структурной прогнозной карты с необходимыми приложениями-накладками: карта изодин магнитного поля; карта изоаномалий гравитационного поля; интерпретационная карта данных электроразведки, геохимическая карта пород складчатого основания, карта развития коры выветривания с геохимическими аномалиями, развитыми в коре; карта мощностей и состава рыхлых отложений.

Комплексному использованию геофизических и геохимических данных при крупномасштабном прогнозно-металлогеническом картировании посвящен также доклад Н. Б. Вольфсон, В. Г. Гарьковца и А. Г. Хваловского (Мин. геологии УзбССР), проводившим свои работы в Алмалыкском рудном районе. За основу комплексной интерпретации геофизических материалов авторы взяли данные о физических свойствах пород и руд района. Установлено, что магнитная разведка наряду с решением общекартировочных задач может быть наиболее успешно использована при оконтуривании интрузий и выделении зон гидротермально-измененных пород. Довольно четко дифференцируются породы и по плотностям. Сейсморазведочные исследования помогли при выявлении трещиноватости пород и степени их гидротермальной проработки. Широкое развитие магматических об-

разований с одинаковым удельным сопротивлением позволяет использовать лишь ВЭЗ и метод ВП. Ландшафтные условия способствуют применению металлометрической съемки по вторичным ореолам рассеяния.

Основное направление работ было выбрано в соответствии с установленным фактом, что комплексные геохимические и геофизические исследования легче позволяют выявить рудоконтролирующие интрузивы гранит-порфиров, чем связанное с ними оруденение. При этом в одних частях района, где эти интрузивы преобладают, наилучший эффект получен при комплексировании магнитной съемки с металлометрической, в других частях — при комплексном использовании магнитной разведки, металлометрии, каппаметрии образцов и петрографического изучения шлифов. С помощью геофизических и геохимических данных удалось наметить скрытые разломы фундамента, к которым приурочены интрузивы и связанное с ними оруденение, и, в соответствии с установленным фактом распространения интенсивного оруденения в местах сочленения зон скрытых разломов фундамента с секущими нарушениями, выделить ряд новых рудных полей. Перспективность последних была проверена геофизическими и геохимическими исследованиями, что привело к значительному увеличению запасов медных руд района за счет новых скрытых рудных тел.

К сходным выводам в отношении применимости геофизических и металлометрических данных при составлении крупномасштабных металлогенических карт пришли И. И. Антушевич, Ю. С. Бретштейн, О. П. Дроботий и другие геологи (Приморское ГУ), изучавшие Кавалеровский рудный район. Они подчеркнули важность применения геофизических методов для изучения глубинного геологического строения территории. Общий характер объемного строения рудного района, его границы и положение в структуре региона, роль глубинных разломов, положение блоковых структур и рудных полей определяются данными гравитационной и магнитной разведки. Детали геологического строения района и его металлогения определяются электроразведкой, магниторазведкой, металлометрией. Электроразведка используется для выделения зон разломов и окварцевания, отдельных рудных тел (дипольное профилирование), для оконтуривания рудных полей месторождений и, в благоприятных условиях, отдельных рудных зон (метод естественного электрического поля). Магниторазведкой изучаются дайковые поля средних и основных пород и выделяются пирротинсодержащие рудные зоны; с помощью металлометрии дается перспективная оценка площади, оконтуриваются рудные поля месторождений.

Пример использования математического анализа геофизических данных при крупномасштабных металлогенических исследованиях изложили в своем докладе Л. А. Мастюлин и В. Д. Огородников (Читинское ГУ), изучавшие закономерности пространственного размещения полиметаллических месторождений в Восточном Забайкалье. При анализе они использовали магнитные и гравитационные поля с соответствующими их трансформациями. Трансформация магнитного поля заключалась в пересчете на высоту для более отчетливого выделения региональных аномалий. В гравитационном поле путем осреднения по методу Б. А. Андреева выделены локальные аномалии (радиус круговой палетки 20 *км*) и региональная составляющая поля (радиус осреднения 40 *км*). Связь элементов физических полей с размещением месторождений неравнозначна. Какая-либо отчетливая взаимосвязь между месторождениями и региональными гравитационными аномалиями не отмечается. Имеется только достаточно тесная обратная корреляционная связь (коэффициент корреляции $0{,}87 \pm 0{,}18$) между напряженностью гравитационного поля и суммарной площадью интрузивов в современном эрозионном срезе.

Для локальных положительных гравитационных аномалий связь с месторождениями вполне отчетлива, причем устанавливается тесная корреляционная связь полиметаллических месторождений и рудопроявлений с расстоянием от границы локальных аномалий. Корреляционное отношение равно 0,87 с долей влияния закономерного фактора более 70%. Оба параметра определяются с высокой степенью достоверности (вероятность больше 0,997), что позволяет выделить вокруг аномалий зону наиболее вероятной концентрации месторождений. При этом представляется возможным более конкретизировать перспективные участки и в пределах одной аномалии, указав на зоны сочленения и пересечения локальных гравитационных аномалий с линейно-вытянутыми магнитными аномалиями. Авторы полагают, что для объективных прогнозов следует использовать геофизические методы в комплексе с другими исследованиями.

МЕТОДЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА НА ДЕТАЛЬНО ИЗУЧЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЯХ И СМЕЖНЫЕ ВОПРОСЫ

Этой теме было посвящено всего три доклада (П. А. Шехтман и В. А. Королев, В. В. Богацкий, С. Н. Сейфуллин). Частично она затронута также в докладах Ю. С. Шихина, А. И. Гончарова и др.

П. А. Шехтман и В. А. Королев (САИГИМС) осветили в своем докладе новейшие результаты многолетней работы Ташкентской школы геологов-рудников в области детального изучения рудных полей и разработки в применении к ним методов количественного прогнозирования на основе математического анализа рудоконтролирующих факторов. Число факторов зависит от сложности строения месторождений и типа минерализации. Для эндогенных месторождений Средней Азии авторы учитывали от четырех до девяти факторов. В качестве главнейших факторов размещения оруденения, учитываемых при детальном и крупномасштабном прогнозировании, выступают структурные, литолого-петрографические, тектонические и физико-химические. П. А. Шехтман и В. А. Королев предлагают простейший способ их учета — прямую оценку в баллах.

Для использования факторов в качестве прогнозно-оценочных показателей необходимо создавать специальные карты, на которых выделяются однородные геологические позиции. В качестве основы прогнозных карт должно быть выбрано изображение наиболее изменчивых факторов. В большинстве случаев это будет структурная основа, однако в случае более высокой изменчивости других факторов может быть и иная. Например, в Южно-Ферганском ртутно-сурьмяном районе целесообразно строить карту по следующим признакам: 1) по интегральному показателю пластичности — хрупкости пород разреза; 2) по интегральному показателю степени дислоцированности; 3) с учетом глубины эрозионного среза.

При оценке перспектив подлежит учету максимально доступное число показателей. При этом: 1) определяется суммарный оценочный показатель для каждого геологического однородного блока; 2) для однородных позиций с известной продуктивностью полученные оценки (в баллах) сопоставляются с фактическими показателями рудоносности и выявляются связи между ними. Для обработки информации можно пользоваться ЭВМ, применяя программу «обобщенный портрет», задаваемый машине в виде координат многомерной пространственной гиперповерхности, разделяющей область перспективных геологических позиций от неперспективных. Предлагаемая методика количественного прогнозирования в сложных геологических условиях, по мнению авторов доклада, обеспечивает в преде-

лах рудных полей высокую достоверность определения перспективных запасов и оценки их размещения, в ряде случаев соответствующую категории C_2.

Пример применения методики количественного прогноза в абсолютных единицах привел в своем сообщении Ю. С. Шихин (Мин-во геологии Тадж. ССР). Для количественной оценки факторов он применял статистический метод группировки и уединения факторов, основанный на вычислении средних показателей рудоносности по категориям нисходящего влияния каждой из групп рудоконтролирующих элементов. Количественный прогноз сделан на основании оценки геологически однородных позиций путем суммирования частных показателей влияния отдельных факторов. Для изученного докладчиком полиметаллического месторождения сопоставление прогнозных оценок мощностей и содержания рудных тел с данными опробования показало их достаточно высокую сходимость; значение среднего метро-процента оказалось выше фактического на 18,4%.

Метод П. А. Шехтмана и В. А. Королева количественной оценки прогнозных запасов применили также А. И. Гончаров, Н. А. Никифоров и Г. А. Ярушевский (Южно-Киргизская КГЭ, Ташкентский политехнический институт). В пятибалльной системе они оценивали три ведущих рудоконтролирующих фактора: стратиграфо-литологический, минералого-геохимический, геолого-структурный. Авторы применяют коэффициент рудоносности (K), представляющий собой отношение рудных и безрудных пересечений, принадлежащих к определенной структурной позиции, который вместе со средними значениями мощностей (m) и содержанием металла (s) устанавливается на хорошо изученных участках и переносится на сходные перспективные площади.

В. В. Богацкий (Красноярское ГУ) изложил общие идеи о математической оценке вероятности образования и обнаружения промышленных метасоматических месторождений железа. Исходя из представлений о больших пространственных различиях отдельных участков геосинклинальных областей по сравнению с их эволюцией во времени, докладчик вводит понятие пространственно-временного тектоно-магматического ореола. Сравнительное изучение сходных ореолов и приуроченных к ним месторождений должно привести к интегрированному представлению о потенциальных перспективах, которые связаны с определенным тектоно-магматическим режимом развития. Учет факторов, обусловливающих это развитие и формирование рудных месторождений (маргинальное поле давления и температуры; благоприятные условия для замещения вмещающих пород; наличие структур, обеспечивающих циркуляцию растворов и концентрацию и др.), позволяет оценить вероятность обнаружения месторождений, низкую в целом для огромных территорий и резко возрастающую на небольших участках рудных полей.

Значительный интерес вызвало сообщение С. Н. Сейфуллина (ИГН АН Каз. ССР), рассказавшего о результатах успешной многолетней проверки детальной разведкой прогнозов в пределах Джезказганского рудного узла.

ДИСКУССИЯ

В обсуждении докладов семинара приняли участие 32 участника. Открывший прения В. Т. Матвеенко в своем острополемическом выступлении выразил неудовлетворенность общим состоянием металлогенических работ, авторы которых, по его мнению, часто неправильно ставят своей главной целью выявление закономерностей размещения полезных ископаемых в ущерб более практическим задачам. Само название «металлогеническая карта» применяется, по мнению Матвеенко, слишком широко.

Отмечая и подчеркивая в этой связи свои расхождения с группой сотрудников ИГЕМ, он подверг резкой критике их доклады и недавно опубликованную методическую работу Е. Т. Шаталова, А. В. Орловой и других авторов, в частности детали предлагаемых ими условных обозначений.

В. Т. Матвеенко высказался вообще против стандартизации условных знаков, но в то же время за разработку общих принципов и требований к металлогеническим картам. Оратор, однако, резко возражал против форсированного перехода к составлению металлогенических карт вместо регистрационных карт полезных ископаемых, которые он предложил усовершенствовать и применить как базу для прогнозов. Ряд острополемических положений был высказан также по вопросу о рудных формациях, об определении эрозионного среза рудоносных интрузий и т. д.

Против обязательного введения полистных металлогенических карт среднего и крупного масштаба высказался также А. С. Кумпан. По его мнению, хорошая геологическая карта уже дает возможность делать прогнозы, в том числе и количественные.

А. С. Купмана поддержали К. Б. Ильин и частично А. М. Мареичев. Последний подобно В. Т. Матвеенко считает, что полистное составление крупномасштабных металлогенических карт нецелесообразно, и что получаемые данные о рудоконтролирующих факторах необходимо отражать на «улучшенных» картах полезных ископаемых. Однако в качестве «логического завершения работы в рудном узле» А. М. Мареичев предлагает все-таки металлогеническую карту, составление которой желательно поручать геологам-съемщикам. Основа таких карт должна особо «подчеркивать геологические образования, благоприятные для того или иного вида полезного ископаемого».

Возражая В. Т. Матвеенко и другим геологам Ф. Е. Апельцин подчеркнул существенное отличие металлогенических карт от геологических карт и карт полезных ископаемых с точки зрения их назначения, содержания и предъявляемых к ним требований. Если геологические карты, по его мнению, дают ответ лишь на вопрос, какие типы полезных ископаемых имеются в районе, и оценивают их в самом общем виде, то металлогенические карты выясняют «условия локализации полезных ископаемых на более локальных площадях и структурах», устанавливают примерный объем перспективных запасов полезного ископаемого и его «вероятную роль в минерально-сырьевой базе района».

Необходимость составления металлогенических карт в качестве обязательного дополнения к крупномасштабным геологическим картам отметил Т. В. Тарасенко.

Г. А. Тварчрелидзе, Д. И. Горжевский, В. С. Кормилицын выступили с возражениями на критику В. Т. Матвеенко работы Е. Т. Шаталова с соавторами и указали на большое значение методических указаний группы ИГЕМ для развернувшегося в стране металлогенического картирования. Особенно ценны эти указания для производственных организаций, не имеющих достаточного опыта в составлении металлогенических и прогнозных карт и вынужденных тратить значительную часть времени на обучение специалистов по разрозненным первоисточникам и выработку самостоятельной методики, которая обычно близка к методике ИГЕМ или даже повторяет ее.

Положительная оценка этой работы и предлагаемых ею условных обозначений была дана также в выступлении В. С. Малых, особо подчеркнувшей роль обзорных металлогенических карт, которые, по ее мнению, также должны сопровождаться прогнозными рекомендациями.

На этих же вопросах останавливались в своих ответных выступлениях Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, К. В. Яблоков и И. Н. Томсон, подчеркнув-

шие: 1) различие регистрационных карт полезных ископаемых от металлогенических карт, показывающих закономерности их размещения; 2) необходимость составления полистных средне- и крупномасштабных металлогенических карт в пределах серий, что позволит выявить закономерности размещения полезных ископаемых в пределах рудного района; 3) особые задачи средне- и крупномасштабного металлогенического картирования по выявлению закономерностей размещения рудоносных площадей в пределах рудных районов в отличие от детального изучения рудных полей, являющегося следующим этапом исследований; 4) настоятельную необходимость установления единообразия условных обозначений и требований к металлогеническим картам.

В своих выступлениях З. В. Сидоренко, А. К. Каюпова, Х. Н. Баймухамедова отметили разнобой в методах изображения и легендах металлогенических и прогнозных карт, затрудняющий их чтение и сопоставление. Указанные лица, а также Н. Л. Бубличенко, Ф. И. Дмитриев и Л. Н. Тигунов высказались за установление единых принципов при составлении легенд, что особенно важно в период широко развернувшегося составления крупномасштабных карт.

В. Е. Попов на основании анализа металлогенических и прогнозных карт, составляемых в различных учреждениях и организациях СССР, и методических указаний группы ИГЕМ наметил пути, по которым возможна унификация условных обозначений.

П. С. Прямоносов, сделав ряд замечаний по докладам и методической работе группы ИГЕМ в отношении формационного анализа, высказался за необходимость «разумной» унификации условных знаков. Вопросы выделения и классификации рудных формаций затронули в своих выступлениях также В. В. Богацкий, Д. И. Горжевский, В. С. Кормилицын, З. В. Сидоренко, Г. А. Твалчрелидзе и др.

Г. А. Твалчрелидзе отметил, что понятие рудной формации следует увязывать с понятием осадочной и магматической формации, причем главным параметром, определяющим особенность и разнообразие рудных формаций, является характер геологических структур.

В. С. Кормилицын высказался за необходимость рассмотрения рудных формаций в связи с магматическими. Рудные формации по его мнению — более крупные единицы по сравнению с выделяемыми Ю. А. Билибиным рудными комплексами.

В. В. Богацкий подчеркнул необходимость создания не всеобъемлющей классификации формаций, охватывающей все теоретически возможные их типы, а «специальной металлогенически направленной классификации», позволяющей прежде всего выявлять промышленные месторождения.

В. В. Козырев и другие геологи указали на особую важность использования геохимических методов и геохимического мышления при составлении металлогенических и прогнозных карт. Учитывая геохимическую общность разновозрастных магматических пород в каждом конкретном случае, В. В. Козырев указал на необходимость использовать данные о средних содержаниях в них редких элементов. Он отметил также важнейшее значение величин дисперсии содержаний элементов в породах. Касаясь методов графического изображения геохимических данных, оратор высказался против применения карт изолиний при среднемасштабных исследованиях. Для комплексных карт основную часть геохимической нагрузки, по его мнению, следует показывать в виде специальной зарамочной таблицы. О значении геохимии говорил также М. Е. Зильбер.

В ряде выступлений (В. М. Петров, Т. В. Тарасенко и др.) указывалось на важность развития методов количественного прогноза. Е. Т. Шата-

лов подчеркнул необходимость основательных научных разработок и методов таких прогнозов применительно к рудным районам, что, по его мнению, представляет принципиально иную проблему по отношению к методам количественного прогноза рудных полей и месторождений, которые освещены в докладах П. А. Шехтмана, В. А. Королева и Ю. С. Шихина.

Интересные и важные соображения о соотношениях металлогенических карт разных масштабов, нагрузок основных и вспомогательных карт, о методике их составления, количественном прогнозе высказали А. С. Аладышкин, Г. Л. Гомберг, Н. Н. Боровко, Ф. И. Дмитриев и др.

А. С. Аладышкин считает необходимым продлить «эру мелкомасштабных металлогенических карт», в связи с невозможностью выяснения общих закономерностей «на узко локальном материале». Он поддержал идеи В. В. Богацкого по математической оценке вероятности обнаружения промышленных месторождений.

Н. Н. Боровко полагает, что «окончательный прогноз в силу вероятностного характера самой модели, должен формулироваться в вероятностных категориях: вероятность встречи месторождения данного типа, математическое ожидание запасов и т. д.». Такие прогнозы будут оправдываться в среднем тем точнее, чем больше объем реализаций.

Г. Л. Гомберг в своем выступлении особо отметил необходимость срочной разработки системы благоприятных и неблагоприятных признаков для машинного подсчета прогнозных запасов.

Ф. И. Дмитриев подчеркнул необходимость применения комплексных методов исследований при металлогенических работах в закрытых районах и выступил с предложением о скорейшем создании особой инструкции по глубинному прогнозированию с подробным изложением специфики геофизических и геохимических работ.

В других выступлениях затрагивались более частные вопросы. Например, М. А. Крутоярских изложил применяемую в НИИГА методику составления прогнозно-металлогенической карты алмазоносности с северо-восточной части Сибирской платформы.

О. Г. Коновалова, рассказав о методике составления мелкомасштабных карт в Западно-Сибирском ГУ, высказала пожелание о создании методических руководств по составлению специализированных карт (тектонической, геохимической и др.), при работе над которыми у местных геологов возникают особые трудности.

В. Г. Грушевой указал на необходимость осторожного подхода к идеям о полицикличном развитии регионов и отражению этих идей на металлогенических картах, которые на примере Кавказа, по его мнению, недостаточно обоснованы фактическим материалом.

М. И. Дробышевский, М. Г. Хисамутдинов и З. В. Сидоренко высказали ряд замечаний по картам П. Ф. Иванкина с соавторами для территории Рудного Алтая, критиковали представления о рудных пучках и сквозных рудных структурах, указывая на недостаточную оценку роли вмещающей среды для рудоотложения, отсутствие расчленения некоторых рудоносных магматических комплексов и др.

В целом семинар показал плодотворность и необходимость систематического обмена информацией и совместной работы ученых и геологов-производственников, работающих над составлением металлогенических, прогнозных карт с целью быстрейшего развития научной основы прогнозов месторождений полезных ископаемых.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР В 1965—1966 гг.[1]

Научный совет по рудообразованию Отделения наук о Земле Академии наук СССР и его секции проводили свою работу в соответствии с планом, утвержденным на Президиуме Совета в марте 1964 г.

Деятельность Научного совета и его секций и мероприятия, намечаемые на 1966—1967 гг., были обсуждены на заседании Совета 1 декабря 1965 г. Кроме того, на этом же заседании были заслушаны информации об организации Международной Ассоциации по генезису рудных месторождений и участии в ней советских геологов, а также о подготовке к Международному Симпозиуму по проблемам гидротермального рудообразования.

Научно-организационная деятельность Научного совета

а) *Уточнены предложенные ранее проблемы для разработки научного направления «Выяснение закономерностей образования полезных ископаемых различных генетических групп и разработка теоретических основ закономерностей их размещения».* Эти проблемы были выдвинуты для объединения усилий ученых разных ведомств и координации научно-исследовательских работ. Ниже приводится перечень этих проблем.

1) Закономерности образования и размещения полезных ископаемых, связанных с формациями осадочных пород; 2) Закономерности образования и размещения полезных ископаемых, связанных с формациями вулканогенно-осадочных пород; 3) Закономерности образования и размещения полезных ископаемых, связанных с формациями метаморфических пород; 4) Закономерности образования и размещения полезных ископаемых, связанных с формациями магматических пород; 5) Металлогения геосинклиналей; 6) Металлогения платформ; 7) Разработка вопросов теории образования экзогенных месторождений полезных ископаемых; 8) Разработка вопросов теории образования эндогенных месторождений полезных ископаемых; 9) Экспериментальные исследования процессов минерало- и рудообразования.

Эти проблемы были одобрены Отделением наук о Земле АН СССР и легли в основу составления сводного плана научно-исследовательских работ на 1966 г. и перспективного плана в 1966—1970 гг.

б) *Подготовлено и проведено Четвертое Всесоюзное металлогеническое совещание.* Совещание состоялось в Ленинграде 26—29 мая. Оно было организовано Государственным геологическим комитетом СССР, Академией наук СССР в лице Научного совета по рудообразованию и Министерством высшего и среднего специального образования СССР.

В совещании приняло участие 710 делегатов, представляющих 136 организаций.

Совещание было посвящено рассмотрению принципов составления обзорной металлогенической карты СССР, вопросам специальной металлогении и научным принципам и методики составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. На совещании было поставлено всего шесть докладов, что имело целью сосредоточить внимание участников совещания на обсуждении генеральных проблем металлогении.

1. Металлогеническая карта СССР, основные научные принципы ее составления, закономерности размещения и перспективы выявления полезных ископаемых на

[1] Информации о предшествующей деятельности Научного совета опубликованы в книге «Закономерности размещения полезных ископаемых» (т. 5, 1962) и в журнале «Геология рудных месторождений» (1964, № 3).

территории СССР (чл.-корр. АН СССР П. М. Татаринов, д-р геол.-мин. наук В. Т. Матвеенко, канд. геол.-мин. наук К. Б. Ильин, д-р геол.-мин. наук В. Г. Грушевой — ВСЕГЕИ и Ленинградский горный институт).

2. Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития (д-р геол.-мин. наук Е. Т. Шаталов — ВСЕГЕИ).

3. О тектоно-магматическом развитии земной коры (чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусов — Ин-т физики Земли АН СССР).

4. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей (академик В. И. Смирнов — МГУ).

5. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР (д-р геол.-мин. наук Г. А. Соколов — ИГЕМ АН СССР).

6. Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт (д-р геол.-мин. наук Е. Т. Шаталов — ВСЕГЕИ).

Доложенные на совещании доклады вызвали оживленную дискуссию, в которой приняло участие около 60 человек.

После совещания в течение 5 дней (31 мая — 4 июня) проходил семинар по крупно- и среднемасштабным металлогенетическим и прогнозным картам. В семинаре участвовало 160 человек, представлявших научные и производственные организации. На семинаре было заслушано 33 доклада.

Для ознакомления участников совещания и семинара была организована большая выставка металлогенических и прогнозных карт разных масштабов, различных целевых назначений, принципов и методов составления.

Для участников совещания и семинара состоялись экскурсии по никелевым, редкометальным, железорудным и слюдяным месторождениям Кольского полуострова, организованные Кольским филиалом АН СССР и Северо-Западным геологическим управлением.

Совещание приняло приглашение академий наук и производственных геологических комитетов Среднеазиатских республик провести следующее, пятое, Всесоюзное металлогеническое совещание осенью 1968 г. в г. Ташкенте. В связи со сложившейся обстановкой в г. Ташкенте оно будет проведено в столице другой Среднеазиатской республики.

Подробный обзор докладов совещания и семинара, а также освещение дискуссии опубликованы в настоящей книге (см. статьи Н. Г. Демидовой, А. И. Ивановой, В. Е. Попова, В. А. Унксова).

в) *Научный совет принял участие в подготовке и проведении Межведомственного совещания ИГЕМ АН СССР по основным генетическим типам и геохимии месторождений марганца в СССР.* Оно состоялось 6—10 апреля 1965 г. в Москве. В работе совещания приняло участие 250 делегатов от 50 геологических организаций. Заслушано 34 доклада. Рассмотрены некоторые теоретические вопросы образования марганцевых месторождений (доклады академика Н. М. Страхова, Д. Г. Сапожникова и др.). Основная программа совещания была посвящена рассмотрению геологии и геохимии отдельных марганценосных районов (Украина, Кавказ, Урал, Казахстан, Сибирь). В двух докладах доложены материалы по современным железо-марганцевым накоплениям северных морей и Тихого океана.

В решении совещания содержался ряд рекомендаций, направленных на дальнейшее усиление работ по изучению марганцевых месторождений в отдельных районах страны, особенно в Сибири. Решение совещания разослано всем заинтересованным организациям.

Труды совещания будут опубликованы в специальном сборнике; ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Д. Г. Сапожников. Следующее совещание по марганцевым рудам решено провести в 1970 г. в г. Орджоникидзе.

г) *Подготовка к Международному Симпозиуму по проблемам гидротермального рудообразования.* Симпозиум организует Международная Ассоциация по генезису рудных месторождений. Он состоится в Югославии осенью 1967 г. По инициативе Научного совета по рудообразованию при Национальном комитете советских геологов организовано Оргбюро по подготовке к Симпозиуму в составе: академик В. И. Смирнов (председатель), доктор геол.-мин. наук В. Н. Котляр (зам. председателя), академик Д. С. Коржинский, академик АН Арм. ССР И. Г. Магакьян и кандидат геол.-мин. наук Н. Г. Демидова (ученый секретарь).

Оргбюро разослан первый циркуляр, в котором сформулированы основные проблемы, подлежащие обсуждению на Симпозиуме. Рассмотрены поступившие доклады, из них 120 направлены в Югославию.

д) *Издательская деятельность.* Организационно-издательская деятельность продолжала занимать большое место в деятельности Совета.

В первом полугодии 1965—1966 гг. вышли в свет следующие книги, подготовленные для печати Научным советом.

1. «Геологическая термометрия и барометрия», объем 28 печатных листов. В сборнике освещаются вопросы геологической термометрии и барометрии с применением различных методов исследования включений рудообразующих растворов и их геолого-минералогической интерпретации. Детально рассматриваются вопросы химизма жидких и газообразных минералообразующих флюидов и вопросы генезиса месторождений полезных ископаемых по включениям рудообразующих растворов. Почти все статьи сборника были зачитаны и обсуждены на специальном совещании, организованном секцией Научного совета весной 1963 г.

2. «Геология россыпей», объем 35 печатных листов, главный редактор академик В. И. Смирнов.

В книге освещаются общие вопросы геологии россыпей, рассматриваются факторы, определяющие условия формирования и закономерности размещения россыпей на примере отдельных провинций, районов и месторождений. Особенно полно эти вопросы разработаны для золотоносных, редкометальных и титановых россыпей различных генетических типов и различного возраста. Приводятся данные экспериментальных исследований процессов концентрации тяжелых минералов в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях. В конце книги прилагается библиография на русском языке по россыпям полезных ископаемых за советский период. Такая библиография составляется у нас в Союзе впервые.

Материалы, вошедшие в сборник «Геология россыпей», были доложены и обсуждены на Втором совещании по геологии россыпей в феврале 1964 г., организованном Научным советом по рудообразованию.

3. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока», объем 22 печатных листа, ответственный редактор член-корр. АН СССР В. А. Кузнецов.

Статьи, вошедшие в сборник, представляют собой подготовленные для печати доклады, обсуждавшиеся на специальном совещании в мае 1964 г. в г. Новосибирске, организованном территориальной секцией Научного совета по Сибири и Дальнему Востоку.

В книге освещаются вопросы, касающиеся методов изучения и критериев выделения эндогенных рудных формаций, их классификации, генетических соотношений и значения для металлогенических исследований; рассматриваются рудные формации отдельных полезных ископаемых и другие вопросы.

4. «Генезис бокситов», объем 22 печатных листа, ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Г. И. Бушинский.

Книга подготовлена к печати секцией бокситов Научного совета по рудообразованию и содержит материалы, обсуждавшиеся на семинаре по генезису бокситов в апреле 1965 г. (см. отчет секции по бокситам). В книге помещены статьи виднейших геологов по вопросам геохимии, минералогии, петрографии, геологии и закономерностям размещения бокситов. Подводятся итоги исследований по этим вопросам за последние десять лет.

В 1965 г. Научным советом подготовлен для печати настоящий том «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8 (Современные проблемы металлогении), объем 37 печатных листов, главный редактор академик В. И. Смирнов. В книгу включены основные доклады Четвертого Всесоюзного металлогенического совещания, а также результаты новейших работ по металлогении отдельных складчатых зон и платформ.

Деятельность секций Совета

В составе Совета организовано четыре центральных секции: 1) по корам выветривания и связанным с ними полезным ископаемым, 2) по бокситам, 3) по нерудным полезным ископаемым, 4) по россыпям полезных ископаемых. Кроме того, в составе Совета организованы территориальные секции по Украине, Кавказу, Уралу, Средней Азии, Сибири и Дальнему Востоку. Секциями проделана значительная научно-организационная работа, краткая информация о которой приведена ниже. Нельзя не отметить наиболее активную деятельность секции по коре выветривания, возглавляемую доктором геол.-мин. наук Д. Г. Сапожниковым.

Секция по коре выветривания и связанным с ней полезным ископаемым (председатель секции доктор геол.-мин. наук Д. Г. Сапожников).

1. Секцией составлен единый координационный план научно-исследовательских работ, учитывающий все исследования, проводимые различными геологическими организациями страны по изучению кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых (латеритных бокситов, гипергенных никелевых руд, россыпных месторождений, каолинитовых глин и др.), а также исследования по разработке принципов картирования коры выветривания, теории гипергенных процессов и экспериментальных исследований, направленных на изучение изменений состава минералов и пород в зоне гипергенеза.

2. Проведены координационные совещания, созванные секцией (Москва, 1965 и 1966 гг.). В них приняли участие представители Академии наук СССР и академий наук союзных республик, Министерства геологии СССР и Министерства геологии РСФСР, Министерства высшего и специального среднего образования, территориальных геологических управлений и других организаций.

На совещаниях обсуждался план научно-исследовательских работ и его увязка между отдельными организациями; были приняты соответствующие рекомендации. Значительное время в работе совещаний было отведено научным сообщениям (всего 16 докладов), посвященным рассмотрению различных вопросов теории процессов гипергенеза и образования древних кор выветривания.

В решениях совещаний рекомендованы наиболее важные направления, которые необходимо учесть при дальнейшем изучении кор выветривания. Решения совещаний разосланы всем заинтересованным организациям.

3. Согласно решению координационного совещания по коре выветривания (январь, 1965 г.), по инициативе Уральского и Оренбургского геологических управлений с 7 по 16 июня 1966 г. проведены рабочее совещание и обзорные экскурсии по характерным разрезам древних кор выветривания на Урале. Секция принимала участие в подготовке указанного совещания (обсуждение программы, выбор мест для экскурсий и др.).

4. В составе секции работает комиссия по терминологии и методам исследования коры выветривания. На заседании Президиума секции был доложен план работы Комиссии и одобрено составление инструкции по описанию кор выветривания. Утверждены исполнители — В. Н. Разумова, К. К. Никитин и А. М. Цехомский.

5. По рекомендации секции составляется руководство по изучению никеленосных кор выветривания (составители А. А. Глазковский и К. К. Никитин). Проект программы руководства обсужден и одобрен бюро Секции. Объем 10—12 печатных листов, оно должно быть подготовлено к печати в 1967 г.

Во второй половине 1966 и в начале 1967 гг. секция предполагает провести следующие научно-организационные мероприятия:

1) рабочее совещание Комиссии по терминологии и методам исследования кор выветривания для обсуждения составленных инструкций и другой документации по описанию древних кор выветривания;

2) обсуждение руководства по древним никеленосным корам выветривания;

3) разработка инструкции и структуры единой карточки по описанию типов древних кор выветривания;

4) составление иструкции по картированию древних кор выветривания.

Секция бокситов (председатель — доктор геол.-мин. наук Г. И. Бушинский). Деятельность секции была направлена на подготовку и проведение совещания (семинара) по генезису бокситов, которое состоялось в Москве 12—17 апреля 1965 г. Некоторая сложность этого семинара состояла в обсуждении слишком большого фактического материала, накопившегося более чем за 10 лет, так как последнее совещание, на котором обсуждались вопросы, связанные с проблемой генезиса бокситов, состоялось в 1955 г.

В работе семинара приняло участие около 200 человек, прибывших из 40 городов Советского Союза и представлявших 70 геологических учреждений.

На семинаре прослушано и обсуждено 42 доклада, которые были сгруппированы в шесть разделов: общетеоретические вопросы генезиса бокситов и доклады по региональным вопросам генезиса бокситов — Русская платформа и Крым, мезозой Русской платформы и Крыма, Урал и Приуралье, Сибирь и Средняя Азия.

Доложенный на семинаре материал и его обсуждение показали, что в настоящее время условия образования платформенных бокситов большинство геологов связывают с латеритно-осадочной теорией, основанной на механическом переотложении продуктов латеритных кор выветривания и последующем диагенезе переотложенного материала. Многие генетические вопросы, связанные с изучением бокситов геосинклинального типа, важные для выяснения условий формирования месторождений, продолжают оставаться неясными и спорными.

В решении совещания сформулированы основные направления дальнейшей разработки теории бокситообразования и изучения месторождений бокситов в зависимости от конкретных районов и типов бокситообразования.

Материалы, доложенные на совещании, опубликованы в сборнике «Генезис бокситов», подготовленном к печати секцией под руководством главного редактора, председателя секции по бокситам доктора геол.-мин. наук Г. И. Бушинского.

В 1966—1967 гг. секция будет занята подготовкой:

1) Второй международной конференции по бокситам, которая состоится в 1967 г. в Греции. 5 октября 1965 г. председатель секции Г. И. Бушинский присутствовал на заседании Оргбюро конференции в Югославии, на котором обсуждался первый циркуляр конференции;

2) рабочего совещания по бокситам Казахстана, которое состоится в 1967 г. в г. Аркалыке. Кроме того, секция примет участие в совещании по проблеме расширения минерально-сырьевой базы алюминия в июне 1966 г., которое проводится по инициативе бывшего Государственного комитета по координации научно-исследовательских работ СССР совместно с Министерством геологии СССР.

Секция по россыпям полезных ископаемых (председатель секции — чл.-корр. АН СССР И. С. Рожков).

1. Секцией подготовлено и проведено в мае 1966 г. в Москве, совместно с ЦНИГРИ, совещание по древним металлоносным конгломератам. В совещании приняли участие представители от 17 геологических организаций. В 22 докладах, заслушанных на совещании, затрагивались общие и методические вопросы золотоносности конгломератов и золотоносность древних конгломератов отдельных регионов Советского Союза (Русской платформы — Воронежская антеклиза, Кривой Рог, Карелия; Сибири — Патомского нагорья, Восточного Саяна и др.). Кроме того, рассматривались вопросы методики опробования и обработки проб различных типов докембрийских и палеозойских металлоносных конгломератов.

Материалы совещания будут опубликованы в 1967 г. в специальном сборнике, подготовленном для печати Секцией совместно с Научным советом по рудообразованию.

2. Секция участвовала в подготовке и проведении Второго совещания по геологии алмазных месторождений, которое состоялось в г. Перми с 14 по 18 июня 1966 г.

3. В решении Второго совещания по геологии россыпей, состоявшегося в феврале 1964 г., была отмечена необходимость подготовки и издания монографической работы по геологии россыпей, обобщающей большой фактический материал, накопившийся более чем за 25 лет, т. е. со времени издания работы Ю. А. Билибина. Организацию этой работы поручено возглавить секции по россыпям. На запрос секции от многих ведущих специалистов в области геологии россыпей полезных ископаемых получены соображения по поводу программы монографии и авторского коллектива.

В дальнейшем планируется разработка проекта плана монографии «Геология россыпей» и обсуждение его на расширенном заседании секции с участием ведущих специалистов в области геологии россыпных месторождений полезных ископаемых.

4. На Президиуме секции был обсужден вопрос о месте и времени проведения Третьего совещания по геологии россыпей, а также тематика совещания. Было решено, что такое совещание целесообразнее провести в г. Магадане в 1969 г.

Сформирован Оргкомитет совещания (председатель член-корр. АН СССР Н. А. Шило) и намечены проблемы для обсуждения (связь россыпей различных полезных ископаемых с коренными источниками, золотоносность древних конгломератов, особенности концентраций тяжелых минералов в отложениях различных фациальных комплексов и применение математических, геохимических, геофизических и других современных методов исследования при изучении россыпей).

Программа совещания будет обсуждена на секции.

Секция по нерудным полезным ископаемым (председатель секции доктор геол.-мин. наук В. П. Петров).

1. Работа секции в 1965 г. была сосредоточена на подготовке совещания по апатитоносности восточных районов Союза, которое состоялось 21—24 мая 1965 г. в Москве. В работе совещания приняли участие около 150 человек, представлявших 35 производственных и научно-исследовательских геологических организаций. Вопросы апатитоносности восточных районов СССР и создание там сырьевой базы этого вида минерального сырья — большая народнохозяйственная задача, поэтому созыв этого совещания был очень своевременным.

На совещании рассматривался широкий круг вопросов, касающихся особенностей геологического строения месторождений апатита и характера проявления апатитовой минерализации в связи с различными типами пород. Особое внимание было обращено в докладах на апатитовые месторождения и апатитовую минерализацию в восточных районах СССР.

В решении совещания был намечен ряд конкретных рекомендаций бывш. Госгеолкому СССР, Академии наук СССР и Государственному комитету химической промышленности, способствующих дальнейшему целенаправленному проведению научно-исследовательских и геологоразведочных работ по обеспечению народного хозяйства сырьевой базой апатитовых руд. Решение совещания разослано всем заинтересованным организациям.

Основные материалы Совещания будут опубликованы в сборнике «Апатиты» (главный редактор доктор геол.-мин. наук О. А. Воробьева).

2. Подготовка и проведение совещания по закономерностям формирования и размещения месторождений вулканического стекла. Это совещание проведено в Москве в ноябре 1966 г.

На совещании обсуждались следующие вопросы: 1) физико-химическая природа вулканических стекол и их исследование; 2) закономерности образования и локализации месторождений стеклообразных пород и связь их с этапами вулканизма; 3) геолого-петрографическая характеристика месторождений вулканических стекол, методика их разведки и опробования; 4) применение вулканических стекол в промышленности и особенности технологии их переработки.

Материалы совещания будут опубликованы в 1967 г. в виде специального сборника, подготовленного к печати секцией.

3. Секция предполагает провести:

а) координационное совещание для обсуждения дальнейших исследований в области изучения неметаллических полезных ископаемых,

б) расширенное заседание секции с целью обсудить составление прогнозных карт среднего масштаба на неметаллические полезные ископаемые на территории Украины.

Территориальная секция по Украине (председатель член-корр. АН УССР Я. Н. Белевцев).

1. В марте 1965 г. совместно с бывш. Главгеологией УССР подготовлено и проведено металлогеническое совещание в г. Киеве по итогам металлогенических исследований на территории Украинской ССР.

2. В июне 1966 г. совместно с геологическими организациями Украины проведено совещание по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия.

Территориальная секция по Кавказу (председатель доктор геол.-мин. наук Г. А. Твалчрелидзе). В октябре 1966 г. секция провела совещание «Прогнозная оценка медных месторождений Кавказа» совместно с Кавказским институтом минерального сырья, Министерством геологии СССР и Научным советом по рудообразованию. Кроме того, секция принимала участие в проведении регионального петрографического совещания по Карпато-Крымско-Кавказскому региону (май 1966 г.).

Территориальная секция по Казахстану (председатель секции доктор геол.-мин. наук Г. Н. Щерба). В 1965 г. секцией проделана большая работа по координации научно-исследовательских работ в области рудообразования, проводимых на территории Казахстана различными геологическими организациями. Рассмотрены тематические планы этих организаций и даны соответствующие рекомендации по дальнейшему направлению работ.

На заседании секции заслушан доклад В. А. Соколова «Состояние изученности вторичных кварцитов и направление дальнейших исследований». В решении содержались рекомендации: 1) о составлении сводки по вторичным кварцитам, 2) о проведении исследований на разведуемых полях вторичных кварцитов, 3) об организации при Казанском университете имени С. М. Кирова лаборатории по изучению гидротермальных процессов. Кроме того, на заседании секции рассматривались вопросы об участии в Международном симпозиуме по проблемам гидротермального рудообразования, о состоянии экспериментальных и лабораторных работ по рудообразованию и др.

В 1966 г. секция намечает провести дискуссию по генезису полиметаллических месторождений.

Территориальная секция по Сибири и Дальнему Востоку (председатель член-корр. АН СССР В. А. Кузнецов).

1. Секция подготовила и провела в Новосибирске в 1965 г. Второе совещание по геотермобарометрии. На совещании присутствовало около 200 человек.

Заслушано 78 докладов и сообщений, которые можно сгруппировать в следующие основные разделы: 1) физико-химические проблемы в развитии теории эндогенного рудообразования, 2) использование включений в практике поисков и разведки эндогенных месторождений, 3) термодинамические факторы рудообразования месторождений разных генетических типов, 4) химизм рудообразующих растворов при изучении эндогенных месторождений, 5) новые методы и техника исследований включений, 6) геолого-генетические интерпретации по газово-жидким включениям растворов в минералах.

Совещание обсудило рекомендации по дальнейшему развитию минералогической термометрии и барометрии. Материалы совещания будут опубликованы.

2. В октябре 1966 г. секция провела симпозиум по металлогении ртути Сибири и Дальнего Востока. Заслушано 23 доклада, в которых были рассмотрены общие вопросы геологии, геохимии и металлогении ртути, а также закономерности образования и размещения ртутного оруденения в различных районах Сибири и Дальнего Востока в целях их оценки и перспектив.

Информации, опубликованные в периодической печати, о совещаниях, проводимых Научным советом и его секциями

1. Андреева Е. Д. Совещание по апатитоносности восточных районов СССР.— Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 5, 1965.
2. Андрущенко П. Ф. Совещание по основным генетическим типам и геохимии месторождений марганца в СССР.— Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 4, 1965.
3. Безсмертный В. В., Камшилина Е. М. Краткий отчет о деятельности Междуведомственного Научного совета по изучению закономерностей размещения полезных ископаемых и его отраслевых комиссий в 1959—1960 гг.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
4. Блинов В. А. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых.— Сов. геол., № 8, 1964.
5. Бушинский Г. И. Семинар по генезису бокситов.— Литология и полезн. ископ., № 1, 1966.
6. Демидова Н. Г. IV Всесоюзное металлогеническое совещание.— Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 5, 1965.
7. Доломанова Е. И., Филимонова А. А., Элисон М. И. Второе совещание по геотермобарометрии.— Геол. рудн. месторожд., № 2, 1966.
8. Дубровский В. Н., Константинов Р. М. О первой расширенной сессии Научного совета по теории образования и размещения эндогенных рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Геол. рудн. месторожд., т. 6, № 5, 1964.
9. Иициксон М. И. IV Всесоюзное металлогеническое совещание.— Сов. геол., № 12, 1965.
10. Камшилина Е. М. О Научном совете по рудообразованию.— Геол. рудн. месторожд., т. 6, № 3, 1964.
11. Камшилина Е. М. В научном совете по рудообразованию.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1966.
12. Камшилина Е. М. Совещание по металлоносности древних докембрийских конгломератов.— Сов. геол., № 9, 1966.
13. Камшилина Е. М., Трофимов В. С. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1964.
14. Карпова Е. Д. IV Всесоюзное металлогеническое совещание.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1965.
15. Кузеикина Е. Н., Богатырев Б. А. Семинар по генезису бокситов.— Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 5, 1965.
16. Наумов В. Б., Хадаковский И. Л. Второе совещание по геотермобарометрии.— Геохимия, № 2, 1966.
17. Рожков И. С., Михалев Г. П. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых.— Геол. рудн. месторожд., т. 6, № 3, 1964.
18. Рожков И. С., Писемский Г. В. Проблема золотоносности древних конгломератов.— Геол. рудн. месторожд., № 5, 1966.
19. Рожков И. С., Прокопчук Б. И. Второе совещание по геологии алмазных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., № 6, 1966.
20. Сапожников Д. Г., Шакина Л. С. Координационное совещание по коре выветривания.— Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 4, 1965.
21. Трофимов В. С. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых.— Литол. и полезн. ископ., № 5, 1964.
22. Туганова Е. В., Щеглов А. Д. Первая научная сессия по проблеме «Эндогенные формации Сибири и Дальнего Востока» (Новосибирск, май 1964 г.).— Сов. геол., № 9, 1964.

Ученый секретарь Совета Е. М. Камшилина

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

В. В. Белоусов. О строении и развитии тектоносферы материков 5

В. И. Смирнов. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей 40

А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР 55

Г. А. Соколов. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР 79

А. Д. Щеглов. Основные черты металлогении зон автономной активизации . 95

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Н. А. Фотельман. О металлогеническом районировании зон активизации 139

В. С. Малых. Некоторые особенности металлогении Байкальской горной области 159

М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса 177

В. Б. Черницын. К истории металлогенического развития Северного Кавказа 196

Р. Н. Абдуллаев. Магматические и металлогенические особенности киммерийского цикла развития Малого Кавказа 223

И. Г. Магакьян. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР 239

И. Х. Хамрабаев, Т. М. Мацокина, О. П. Горьковой, В. М. Петров, А. В. Покровский, К. Урунбаев. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация 251

В. А. Кузнецов. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей 275

Я. Н. Белевцев, А. К. Прусс. Металлогения Украинского щита и особенности составления металлогенических карт щита 304

Г. А. Твалчрелидзе. Некоторые вопросы металлогении Болгарии . . . 332

Е. Т. Шаталов. Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт 365

Н. Г. Демидова, А. А. Иванова. Вопросы эндогенной металлогении на IV Всесоюзном металлогеническом совещании. (Обзор дискуссии) . . . 387

В. Е. Попов, В. А. Унксов. Вопросы металлогении рудных районов. (Итоги семинара по составлению средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт) 399

О деятельности Научного совета по рудообразованию при Отделении наук о Земле АН СССР в 1965—1966 гг. 417

Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII

Современные проблемы металлогении

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию Отделения наук о Земле Академии наук СССР

Редактор *Н. Г. Демидова* Редактор издательства *А. И. Жилина*
Технический редактор *Н. П. Кузнецова*

Сдано в набор 15/X-1966 г. Подписано к печати 23/III 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 1 Усл. печ. л. 38,5 Уч.-изд. л. 40,1 Тираж 2500. Т-03958 Тип. зак. 1500

Цена 3 р. 14 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

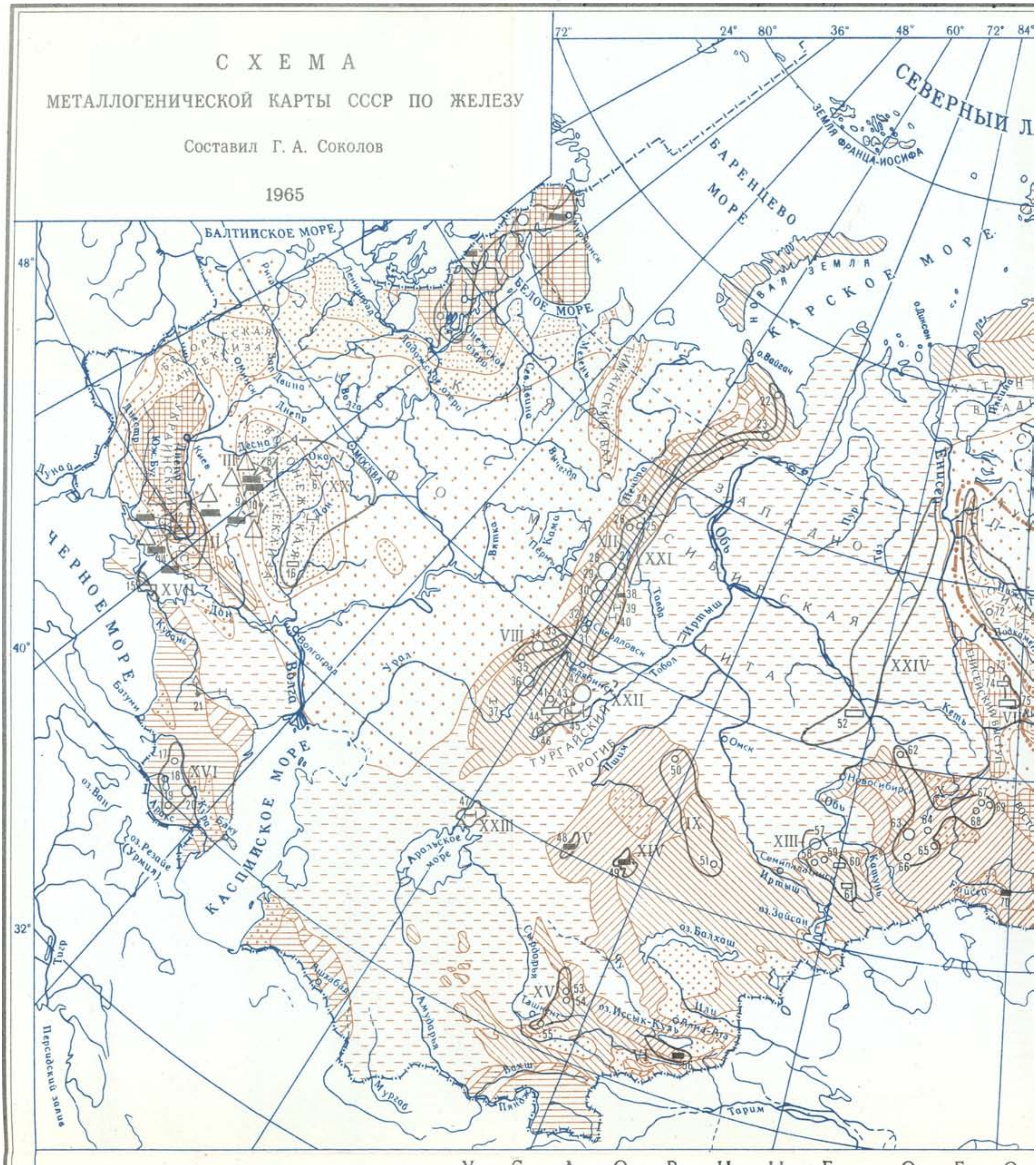
Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
2	2 св.	логенетической	логенической
17	2 сн.	астенолитов	антиастенолитов
399	4 св.	металлогенети-чских	металлогенети-ческих

СХЕМА

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СССР ПО ЖЕЛЕЗУ

Составил Г. А. Соколов

1965



У С Л О В Н Ы Е О Б О

ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

Архейских

Протерозойских

Байкальской (а – краевые прогибы)

Кайнозойской (а – краевые прогибы, б – внутренние впадины)

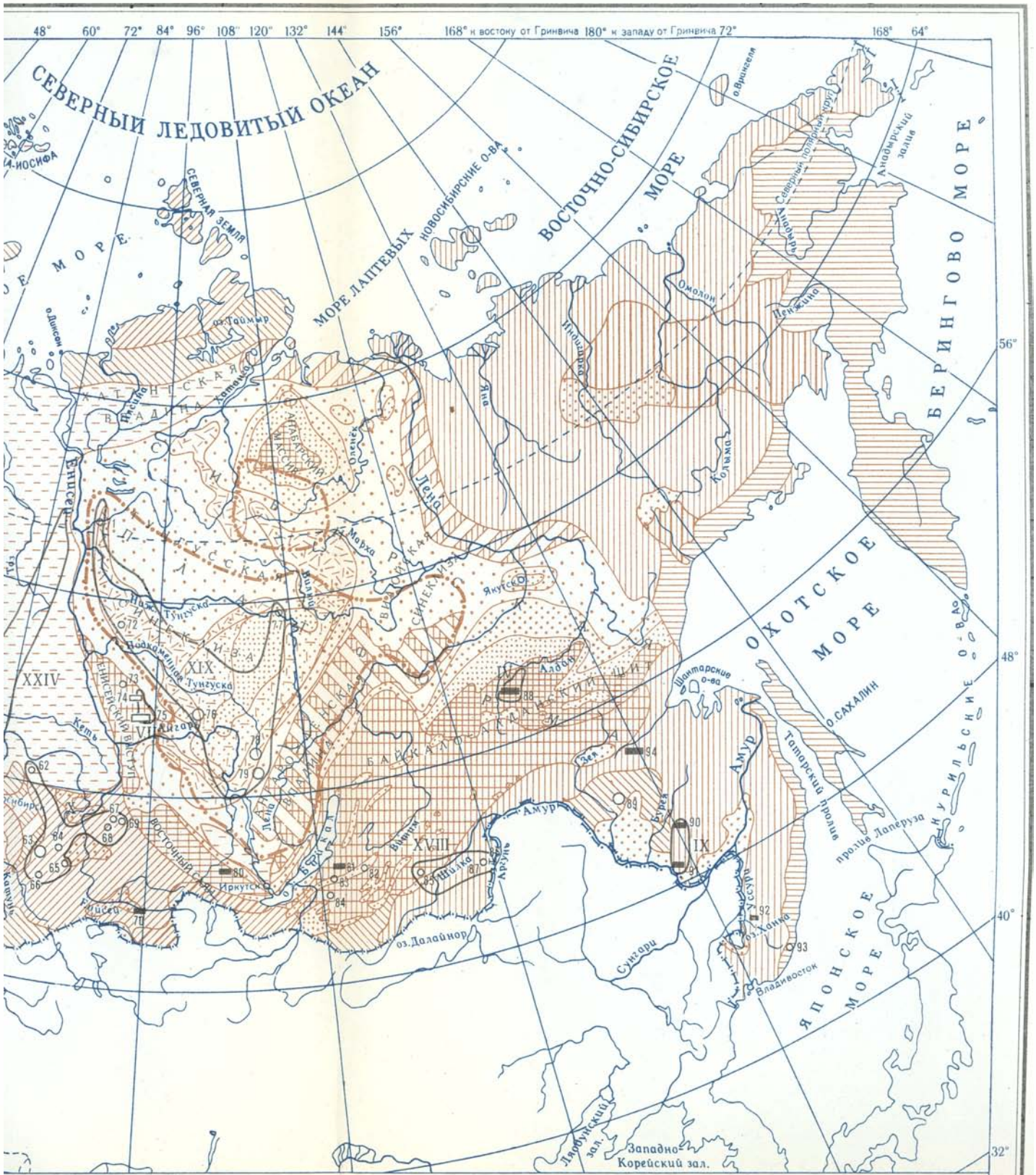
ПРОЧИЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Мезозойские и кайнозойские впадины в Восточной Сибири и Приморье

Генетические группы и размеры запасов железорудных месторождений:

	А	Б	В	Г	Д
а	○	▭	⊢⊣	△	▬
б	○	▭	⊢⊣	△	▬
в	○		⊢⊣	△	▬

Приложение к статье Г.А.Соколова «Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР» в книге «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. Издательство «Наука». 1967 г.



О Б О З Н А Ч Е Н И Я

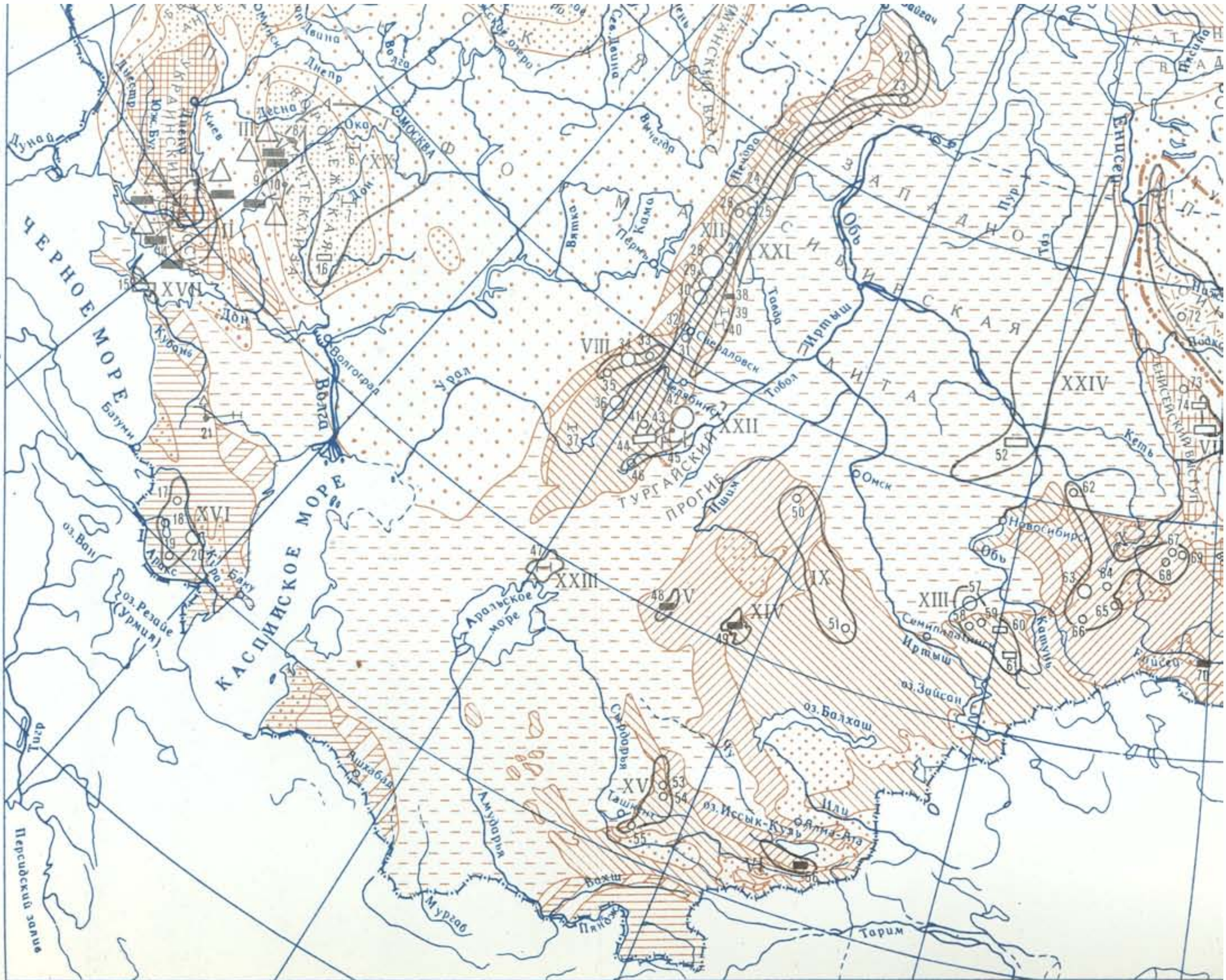
змеры запасов железоруд-
ождений:

	Г	Д
	△	▬
	△	▬

М Е С Т О Р О Ж Д Е Н И Я

(в скобках указаны железорудные формации, см. табл. 1)

1 — Оленегорское (15), 2 — Ено-Ковдорское (1г), 3 — Костамукское (15), 4 — Койкара (1а), 5 — Пудожгорское (1а), 6 — Тульские (Ломинцевское, Ольховское, Оленское и др.) (9а), 7 — Липецкие (Лукошинское и др.) (9а), 8 — Михайловское (15, 12а), 9 — Яковлевское, Гостишевское и др. (15, 12а), 10 — Лебединское, Губкинское (15, 12а), 11 — Кременчугское (15, 12а), 12 — Криворожское (15, 12а), 13 — Белозерское (15, 12а), 14 — Ждановское (15), 15 — Керченское (7), 16 — Хоперское (7), 17 — Палаурское (Чатахское) (4), 18 — Разданское (2а), 19 — Сваранцское (16), 20 — Дашкесанское (2а), 21 — Малкинское (13, 9б), 22 — Юн-Ягинское (2а), 23 — 1-я Рудная горка (2а), 24 — Северное 2-е (2а), 25 — Северное 3-е (2а), 26 — Юбрышкинское (16), 27 — Ауэр-



У С Л О В Н Ы Е О Б О

ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

- Архейских
- Протерозойских
- Байкальской (а—краевые прогибы)
- Каледонской (а—докембрийские ядра, б—верхнепалеозойские впадины)
- Варисцийской (а—краевые прогибы)
- Мезозойской (а—краевые прогибы, б—древние докембрийские, палеозойские ядра, в—внутренние вп дины)
- Кайнозойской (а—краевые прогибы, б—внутренние впадины)

ПРОЧИЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Мезозойские и кайнозойские впадины в Восточной Сибири и Приморье
- Чехол докембрийских платформ (мощность чехла: а—до 500, б—500-1000 м, в—более 1000 м)
- Чехол эпипалеозойской платформы
- Границы области распространения соленосных отложений в нижних горизонтах чехла Сибирской платформы
- Площади значительного развития интрузивных траппов в отложениях чехла Сибирской платформы
- Контуры железорудных провинций (а—локализованных в фундаменте платформы и перекрытых отложениями ее чехла), римские цифры—номера провинции по табл. 2

Генетические группы и размеры запасов железорудных месторождений:



А—магматогенные
Б—осадочные морские
В—осадочные континентальные (озерные, речные)
Г—коры выветривания
Д—метаморфизованные

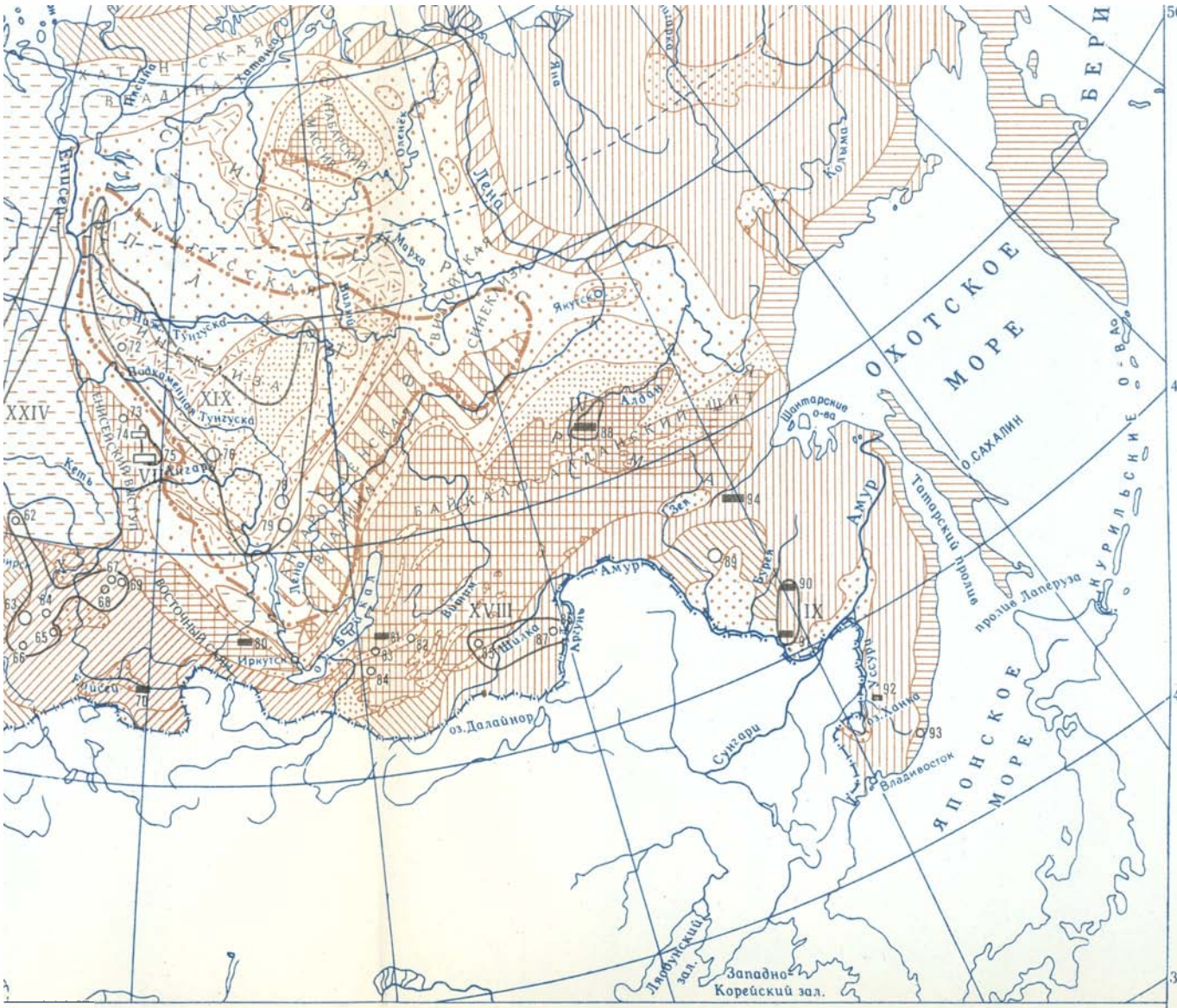
а—сверхкрупные (1 млрд. т и более)
б—крупные и средние (999—10 млн. т)
в—малые и мелкие (менее 10 млн. т)

Условные знаки, вынесенные за точку расположения месторождения

72° 84° 96°

Схема составлена по металлогенической карте СССР по железу м-ба 1:2 500 000 того же автора

Масштаб 1:25 000 000



О Б О З Н А Ч Е Н И Я

ры запасов железоруд-
ений:

Г	Д
△	▬
△	▬
△	▬

ые (озерные, речные)

и более)
-10 млн. т)
) млн. т)

есенные за точку распо-
ния

М Е С Т О Р О Ж Д Е Н И Я

(в скобках указаны железорудные формации, см. табл. 1)

1 — Оленегорское (15), 2 — Ено-Ковдорское (1г), 3 — Костамукское (15), 4 — Койкара (1а), 5 — Пудожгорское (1а), 6 — Тульские (Ломинцевское, Ольховское, Оленское и др.) (9а), 7 — Липецкие (Лукошинское и др.) (9а), 8 — Михайловское (15, 12а), 9 — Яковлевское, Гостищевское и др. (15, 12а), 10 — Лебединское, Губкинское (15, 12а), 11 — Кременчугское (15, 12а), 12 — Криворожское (15, 12а), 13 — Белозерское (15, 12а), 14 — Жлановское (15), 15 — Керченское (7), 16 — Хоперское (7), 17 — Палаусское (Чатахское) (4), 18 — Разданское (2а), 19 — Сваранцское (16), 20 — Дашкесанское (2а), 21 — Малкинское (13, 9б), 22 — Юн-Ягинское (2а), 23 — 1-я Рудная горка (2а), 24 — Северное 2-е (2а), 25 — Северное 3-е (2а), 26 — Юбрышкинское (16), 27 — Ауэрбаховское и Воронцовское, Северо-Песчанское (2а), 28 — Кочканарское (16), 29 — Гороблагодатское (2а, в), 30 — Высокогорское, Лебяжинское (2а), 31 — Елизаветинское (13), 32 — Первоуральское (1а), 33 — Кусинское (1а), 34 — Бакальское (5), 35 — Туканское (5), 36 — Магнитогорское (2а), 37 — Аккермановское (13, 9б), 38 — Мугайское (7), 39 — Алапаевское (14), 40 — Каменско-Синарские (14), 41 — Сарыобинское (2а), 42 — Качарское (2в, а), 43 — Соколовское и Сарбайское (2а, в), 44 — Аятское (7), 45 — Лисаковское (10), 46 — Бенкалинское (2а), 47 — Талды-Эспе (10), 48 — Карсакпайские (Балбраун и др.) (15), 49 — Атасуйские (Караджал, Большой Ктай и др.) (6б), 50 — Атансорское (2а), 51 — Кень-Тюбе, Тогайское (2а, г), 52 — Бокчарское (7), 53 — Абаильское (5), 54 — Ирису (2а), 55 — Чокадам-Булак (2а), 56 — Джетымское (15), 57 — Харловское (15), 58 — Белорецкое (2а), 59 — Инское (2а), 60 — Коргонское (16), 61 — Холзунское (16), 62 — Ампалыкское (2а), 63 — Таштагол, Шалым, Шерегеш (2а, г), 64 — Тейское (2б), 65 — Абаза (Абаканское) (2г), 66 — Анзасское (2в), 67 — Сыдинское (15), 68 — Ирбинское (2а), 69 — Лысановское (16), 70 — Мугурское (15), 71 — группа Северная-Летняя (3), 72 — Камышевский Байкитик (3), 73 — Енашиминский Полкан (2а), 74 — Ишимбинское (6а), 75 — Нижне-Ангарское (6а), 76 — Тагарское (3), 77 — Илимпейское (3), 78 — Рудногорское (3), 79 — Коршуновское (3), 80 — Сосновый Байц (15), 81 — Балбагарское (15), 82 — Еравнинское (2а, г), 83 — Южно-Курбинские (2б), 84 — Балегинское (2а), 85 — Чарское (2а), 86 — Березовское (9в, 12б), 87 — Железный Кряж (2б), 88 — Южно-Алданские (Таежное, Пионерское, Сивагли и др.) (2д), 89 — Гарьское (2а), 90 — Кимканское (15), 91 — Южно-Хинганское (15), 92 — Уссурийская группа (Таловское, Липовское, Смолино-Долинское) (15), 93 — Ольгинское (2а), 94 — Удские (Итмотинское, Гербиканское и др.) (15)

Оформлена и отпечатана на фабрике №9 ГУГК
Заказ 1013. Тираж 2500 экз.
Подписана к печати 27/III 1967 г.

Масштаб 1:25 000 000

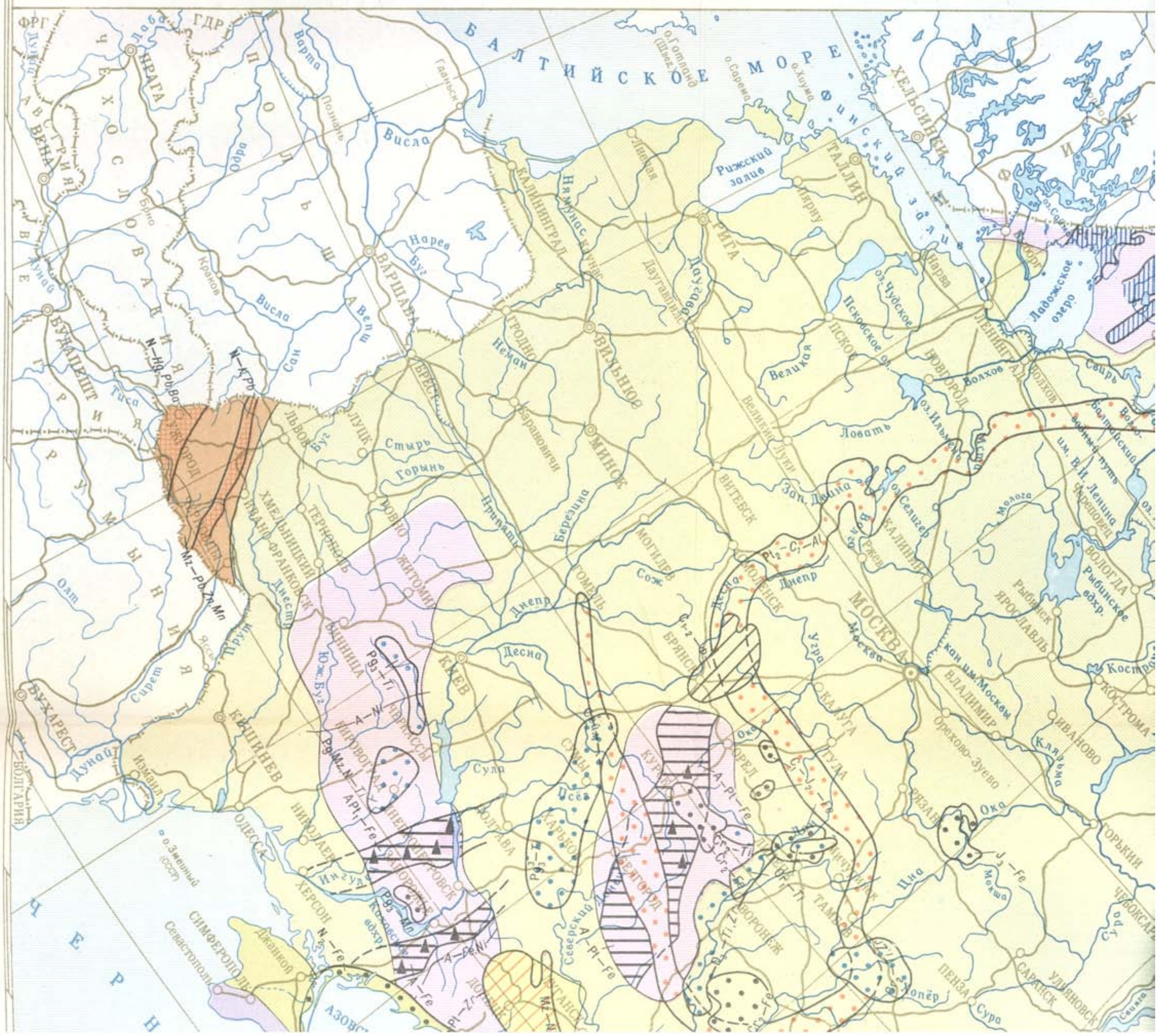
250 500 750 1000 км

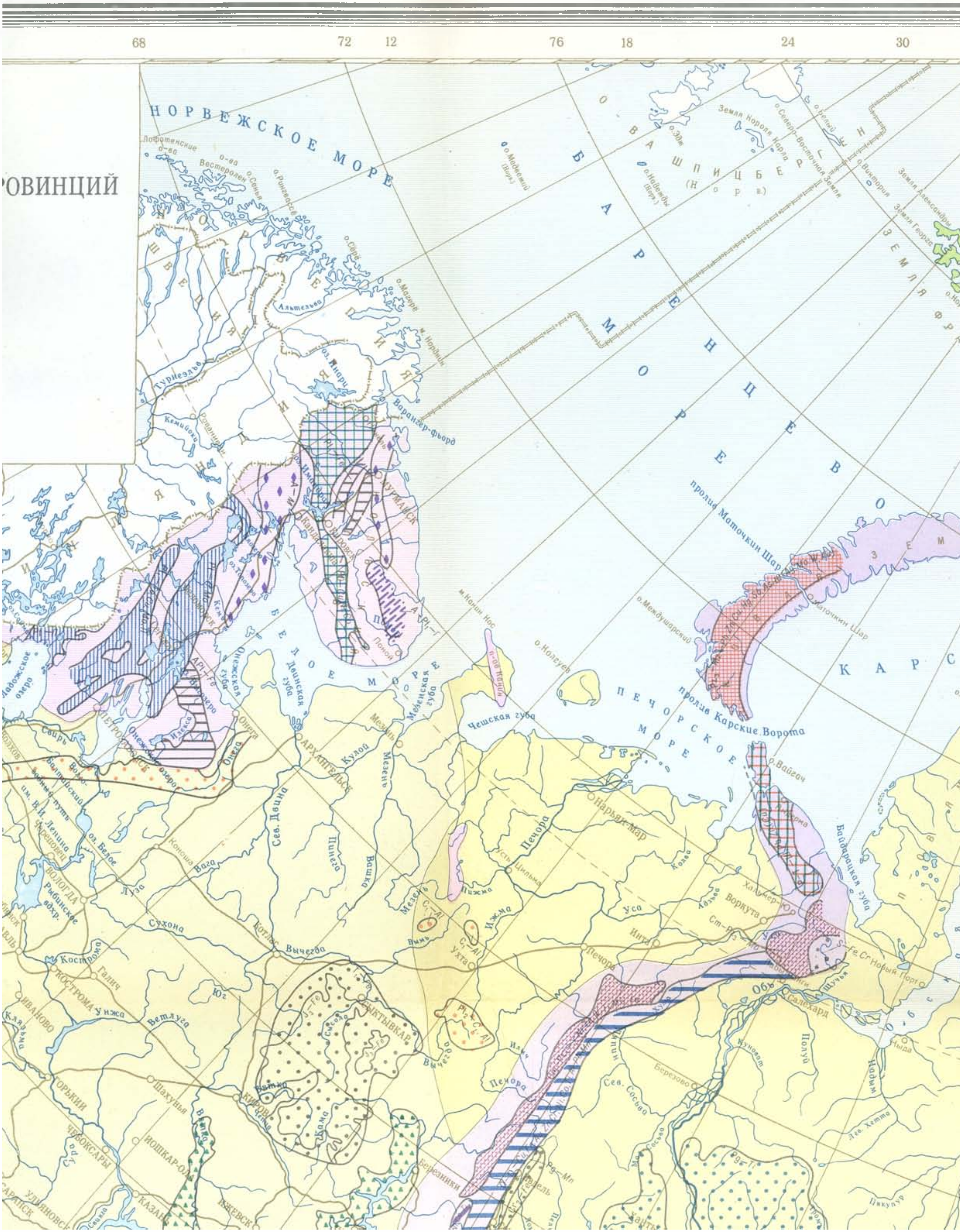
СХЕМА
РАЗМЕЩЕНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИ
И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН
НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Масштаб 1:10 000 000

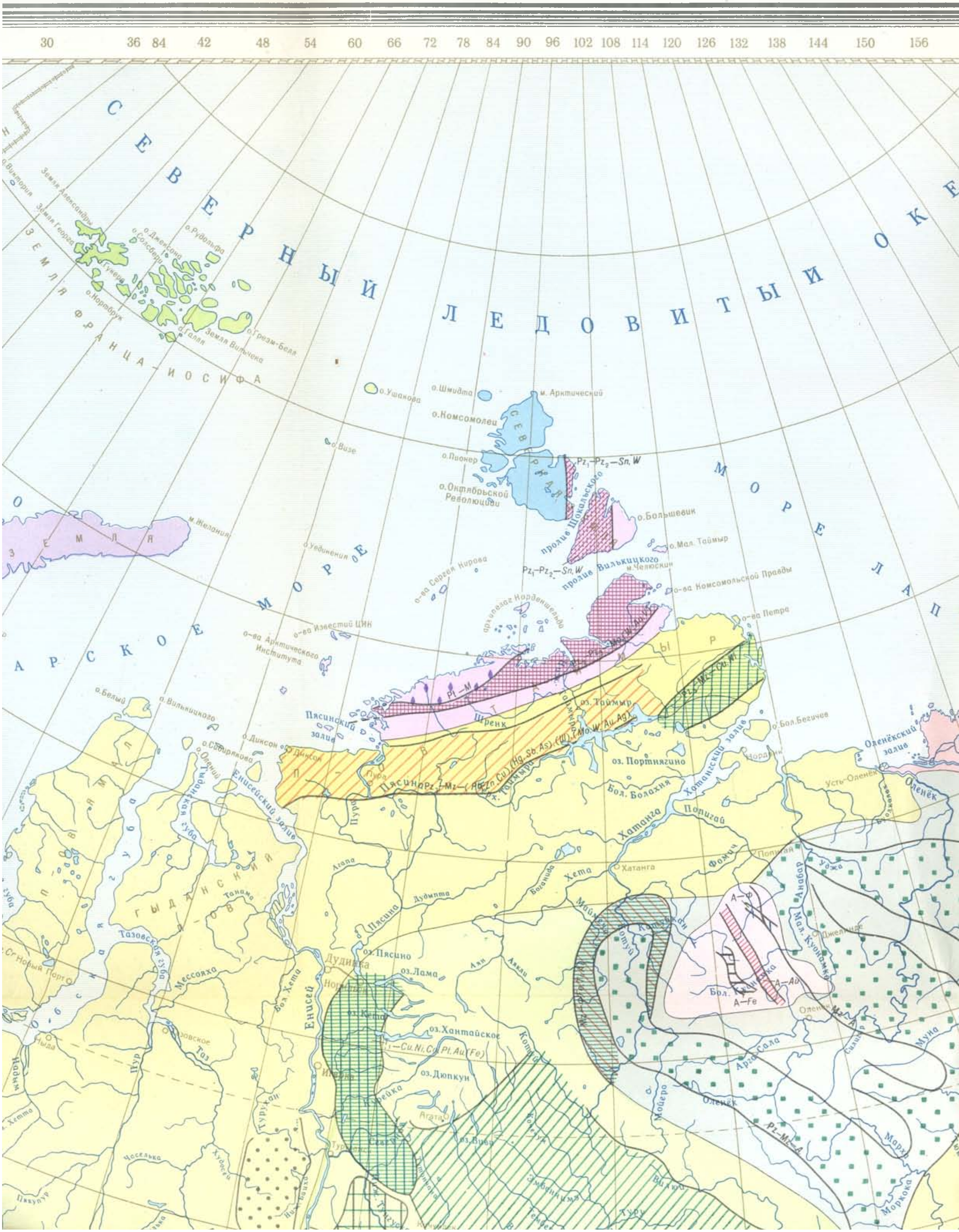
Составили: А. И. СЕМЕНОВ, Ю. Г. СТАРИЦКИЙ, Е. Т. ШАТАЛОВ

1966

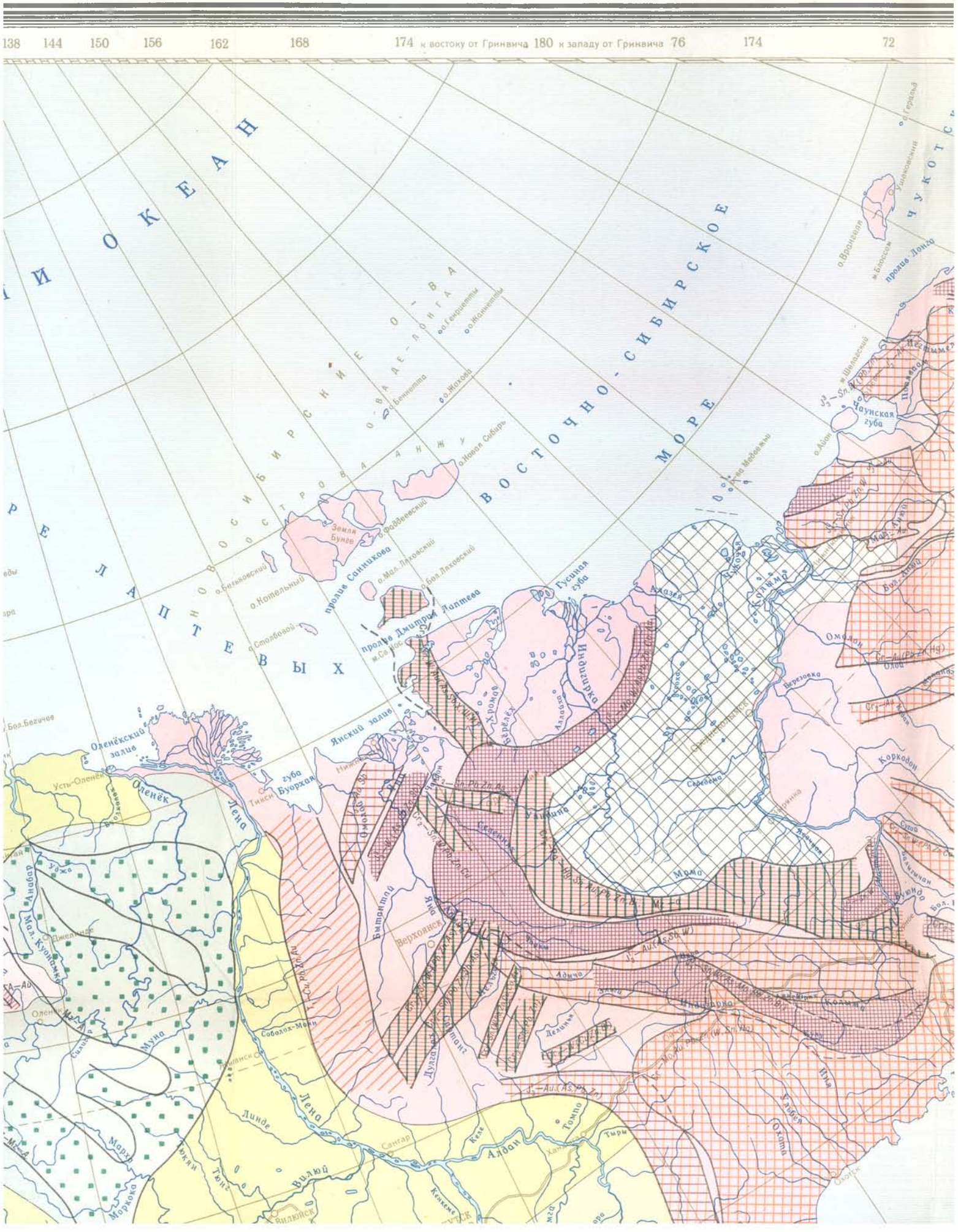




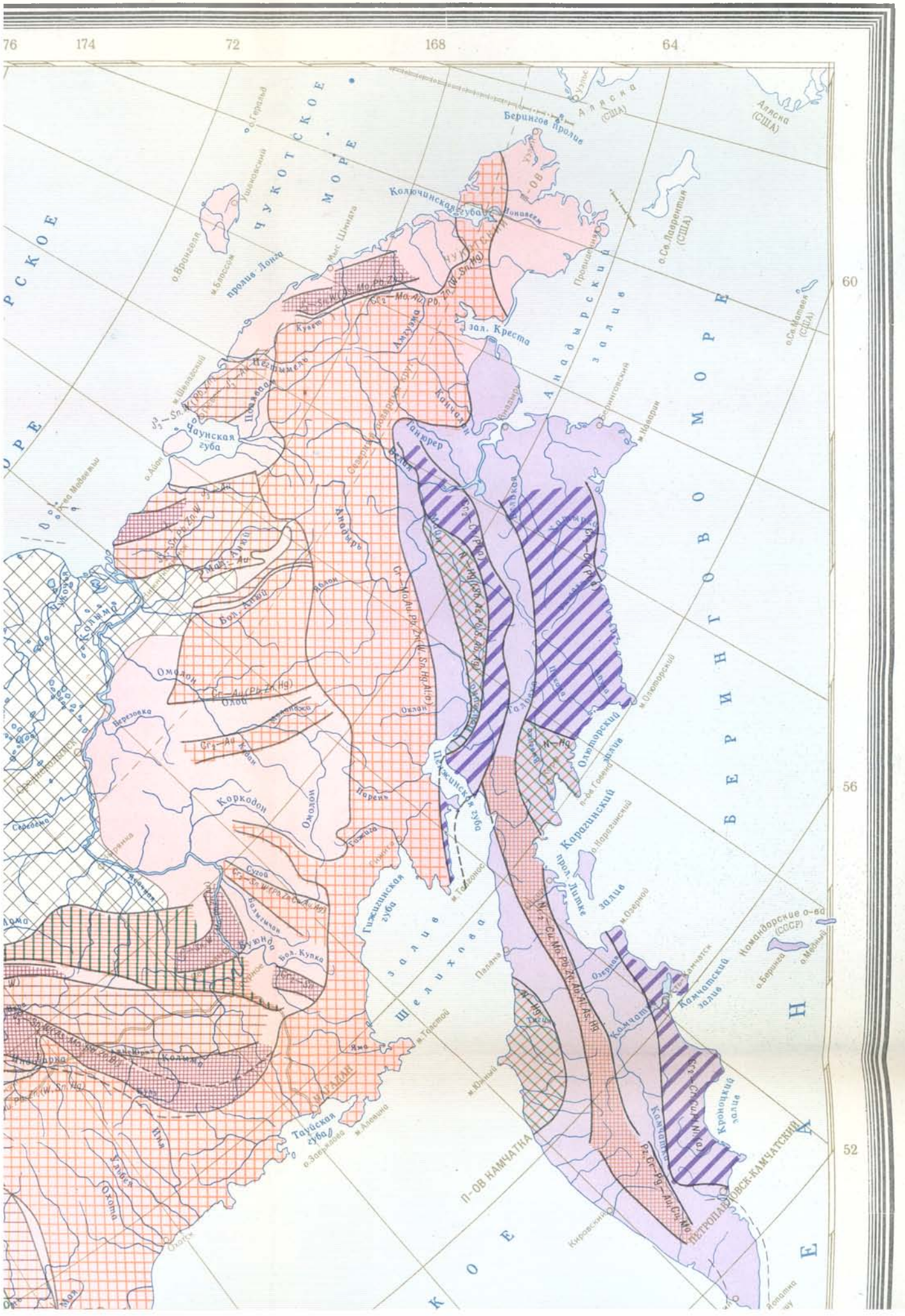
РОВИНЦИЙ
68
72
12
76
18
24
30
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ
КАРС
ШПИЦБЕРГЕН
(Норв.)
ЗЕМЛЯ ФРАНЦА
Земля Александры
Земля Георга
Земля Короля Карла
о. Северо-Восточная Земля
о. Белый
о. Виктория
о. Медвежий
о. Надежды
Лофотенские о-ва
о-ва Вестеролен
о. Сенья
о. Рингвассё
о. Сёрё
о. Магерё
м. Нордкин
Альтенльва
Варангер-фьорд
Турнеэльв
Кемийоки
Рованиеми
оз. Инари
МУРМАНСК
Поной
Онежская губа
Двинская губа
Мезенская губа
м. Канин Нос
о. Колгуев
Чешская губа
о. Междушарский
пролив Маточкин Шар
пролив Карские Ворота
о. Вайгач
Байдарацкая губа
Ладожское озеро
Онежское озеро
ПЕТРОЗАВОДСК
Онега
АРХАНГЕЛЬСК
Сев. Двина
Кулой
Мезень
Пинега
Вашка
Печора
Нарьян-Мар
Уса
Инта
Воркута
Печора
Ухта
Вымь
Ижма
Пижма
Цильма
Коноша
Вага
оз. Белое
ВОЛОГДА
Череповец
Рыбинское вдхр.
Сухона
Котлас
Вычегда
Луза
Кострома
КОСТРОМА
Галич
Унжа
Ветлуга
Юг
ИВАНОВО
СЫКТЫВКАР
Сысола
КИРОВ
Вятка
Кама
Шахунья
ГОРЬКИЙ
ЧЕБОКСАРЫ
ИОШКАР-ОЛА
КАЗАНЬ
ИЖЕВСК
УЛЬЯНОВСК
Сура
Березники
Обь
Салехард
Лабытнанги
Новый Порт
Надым
Полуй
Ныда
Березово
Сев. Сосьва
Лев. Хетта
Пякупур
Свирь
Волхов
Волго-Балтийский водный путь им. В.И. Ленина
Хальмер-Ю
Кожва
Шучья
Фе, Cr

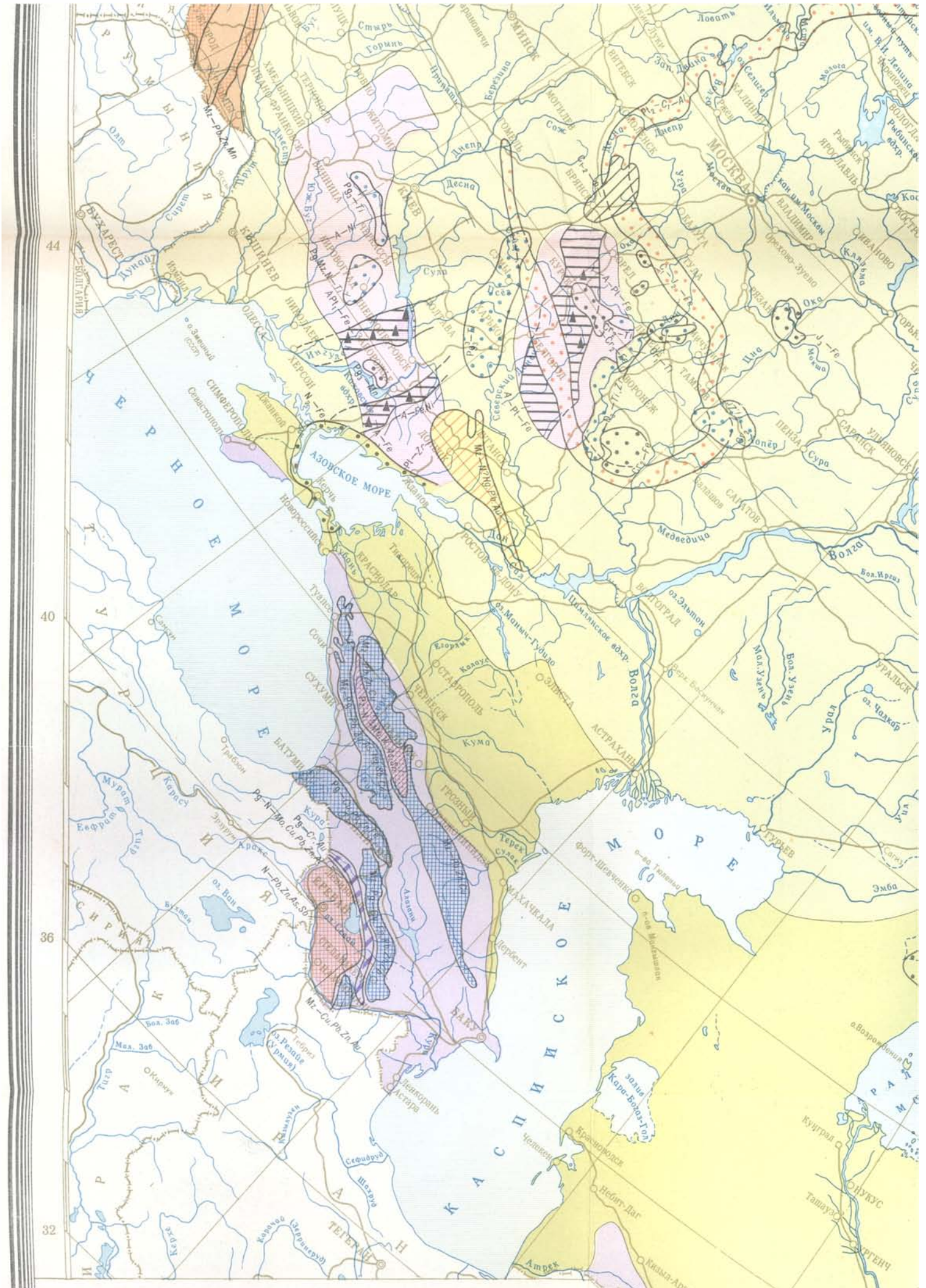

30 36 84 42 48 54 60 66 72 78 84 90 96 102 108 114 120 126 132 138 144 150 156
С Е В Е Р Н Ы Й Л Е Д О В И Т Ы Й О К Е
Земля Александры
Земля Георга
о.Виктория
о.Рудольфа
о.Джексона
о.Солсбери
о.Гукера
о.Нортбрук
о.Галля
Земля Вильчека
о.Греэм-Белл
З Е М Л Я Ф Р А Н Ц А - И О С И Ф А
о.Ушакова
о.Шмидта
м. Арктический
о.Комсомолец
о.Визе
о.Пионер
о.Октябрьской Революции
Pz_1–Pz_2—Sn, W
М О Р Е Л А П Т
о.Большевик
пролив Шокальского
о.Мал. Таймыр
м.Челюскин
пролив Вилькицкого
о-ва Комсомольской Правды
м.Желания
З Е М Л Я
о.Уединения
о-ва Сергея Кирова
К А Р С К О Е М О Р Е
о-ва Известий ЦИК
о-ва Арктического Института
архипелаг Норденшельд
о-ва Петра
о.Белый
о.Вилькицкого
о.Диксон
о.Сибирякова
о.Олений
Енисейский залив
Пясинский залив
Pt—M
Шренк
оз. Таймыр
оз. Портнягино
Бол. Балахня
Хатангский залив
о.Бол.Бегичев
Оленёкский залив
Усть-Оленёк
Оленёк
Хатанга
Попигай
Фомич
Хета
Агапа
Дудыпта
Пясина
оз.Пясино
Дудинка
оз.Лама
оз.Хантайское
оз.Дюпкун
Енисей
Бол. Хета
Мессояха
Тазовская губа
Тазовское
Таз
Пур
Надым
Новый Порт
Г Ы Д А Н С К И Й
Игарка
Курейка
Агата
Котуй
Мойеро
Арга-Сала
Муна
Марха
Моркока
Анабар
Мал. Куонамка
A–Au
A–Fe
Pt–Mz–A
Тура
Эмбенчимэ
Пякупур

Приложение к статье А.И. Семенова. К
винций и структурно-металлогенически
размещения полезных ископаемых" , т



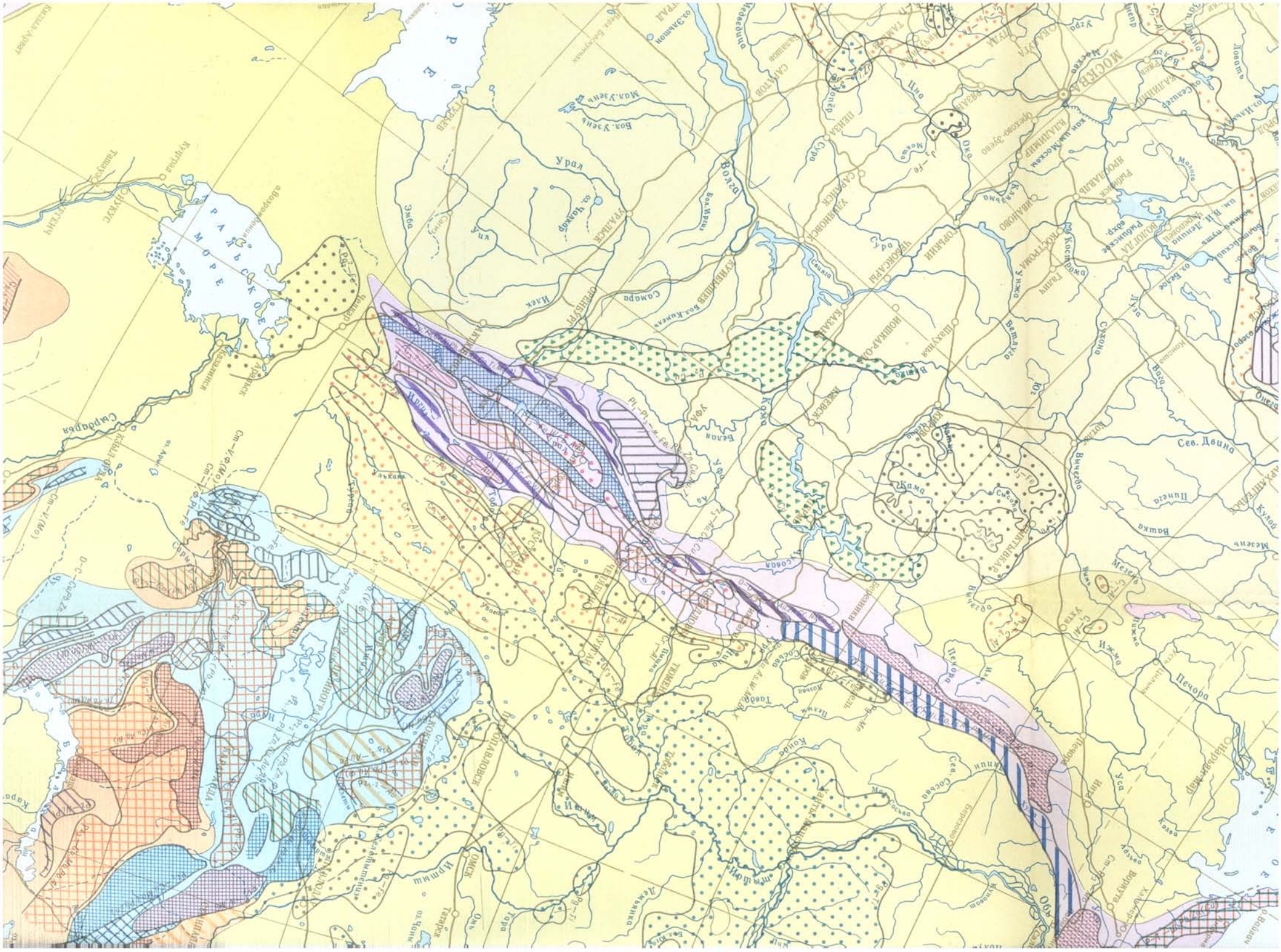
Приложение к статье А.И. Семенова, Ю.Г. Старицкого, Е.Т. Шаталова „Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР" в книге „Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VIII Издательство „Наука", 1967г.

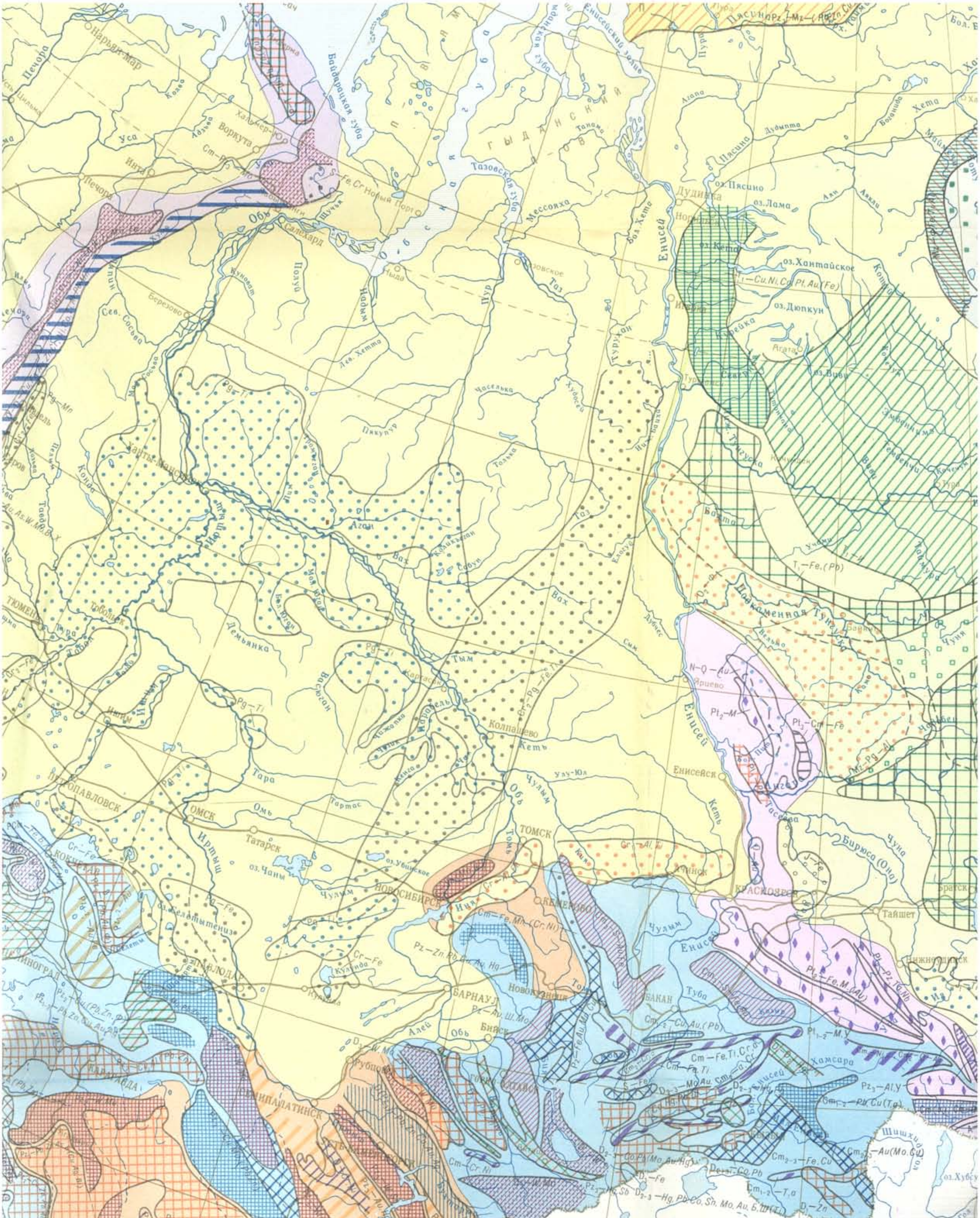


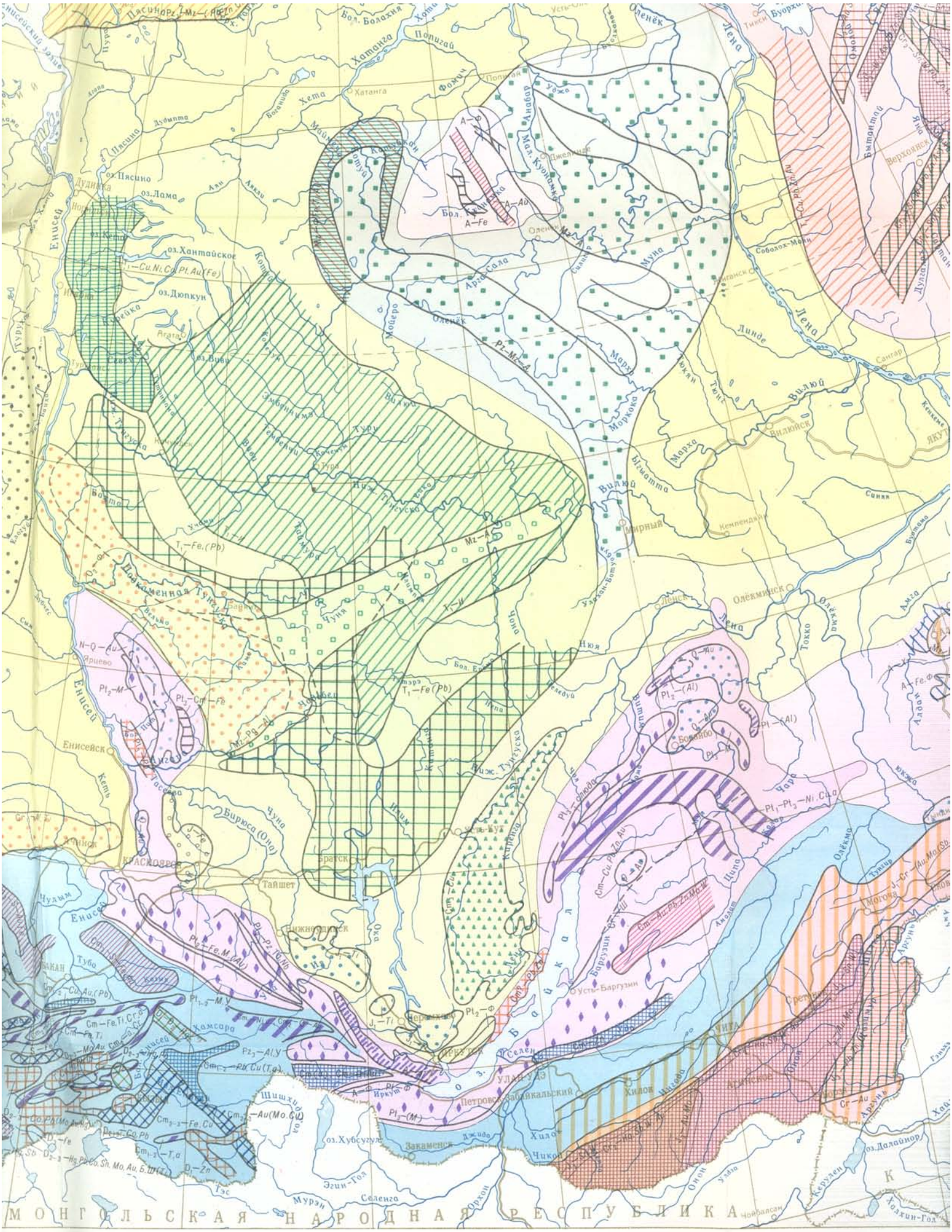


ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ

ПРОВИНЦИЙ

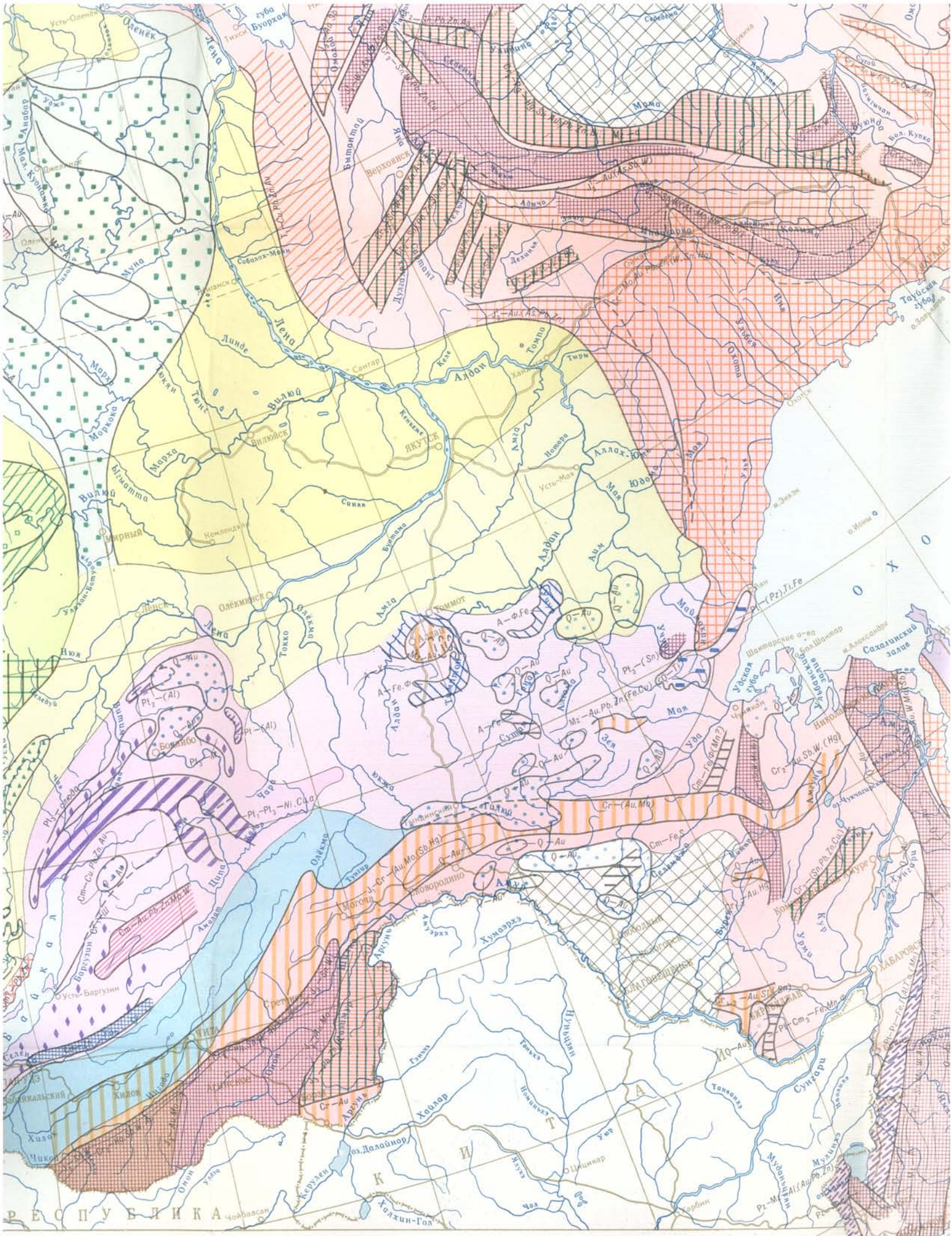

МОСКВА
Волга
Урал
Сев. Двина
Печора
Обь
Иртыш
Енисей
Ангара
Лена
Амур
Каспийское море
Аральское море
Белое море
Баренцево море
Карское море
Охотское море
Японское море
Берингово море
Чукотское море
Восточно-Сибирское море
Море Лаптевых
Море Баффина
Гудзонов залив
Море Бофорта
Море Линкольна
Море Бофорта
Море Бофорта


Нарьян-Мар
Печора
Воркута
Инта
Уса
Байдарацкая губа
Салехард
Новый Порт
Тазовская губа
Обская губа
Гыданский
Енисейский залив
Дудинка
оз. Пясино
оз. Лама
оз. Хантайское
оз. Дюпкун
Пясина
Хета
Березово
Сев. Сосьва
Ханты-Мансийск
Конда
Тобольск
Тюмень
Ишим
Петропавловск
Омск
Татарск
Тара
Иртыш
оз. Чаны
оз. Убинское
Новосибирск
Томск
Колпашево
Кеть
Чулым
Тым
Вах
Аган
Демьянка
Васюган
Туруханск
Подкаменная Тунгуска
Енисейск
Ярцево
Красноярск
Канск
Тайшет
Братск
Нижнеудинск
Бирюса (Она)
Чуна
Кемерово
Новокузнецк
Барнаул
Бийск
Абакан
Туба
Хемсара
Горно-Алтайск
Рубцовск
Павлодар
Семипалатинск
Кулунда
оз. Селетытениз
Целиноград
Караганда
оз. Сасыкколь
Или
Каратал
Кобда
Мурэн
оз. Хубсугул
МОНГОЛЬСКАЯ НАРО
ТИПЫ СТ
В СКЛАДЧАТ

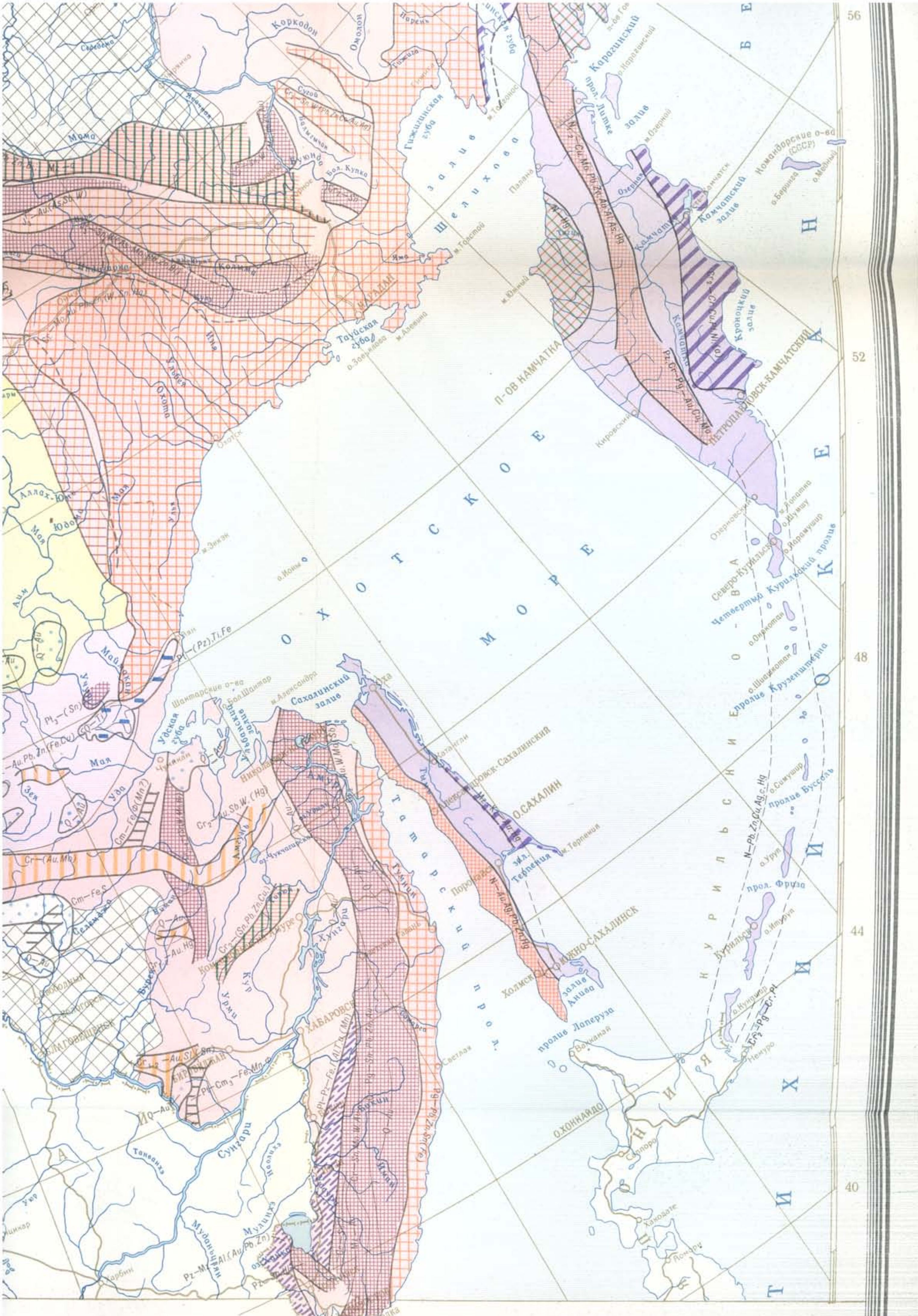


ТИПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛ

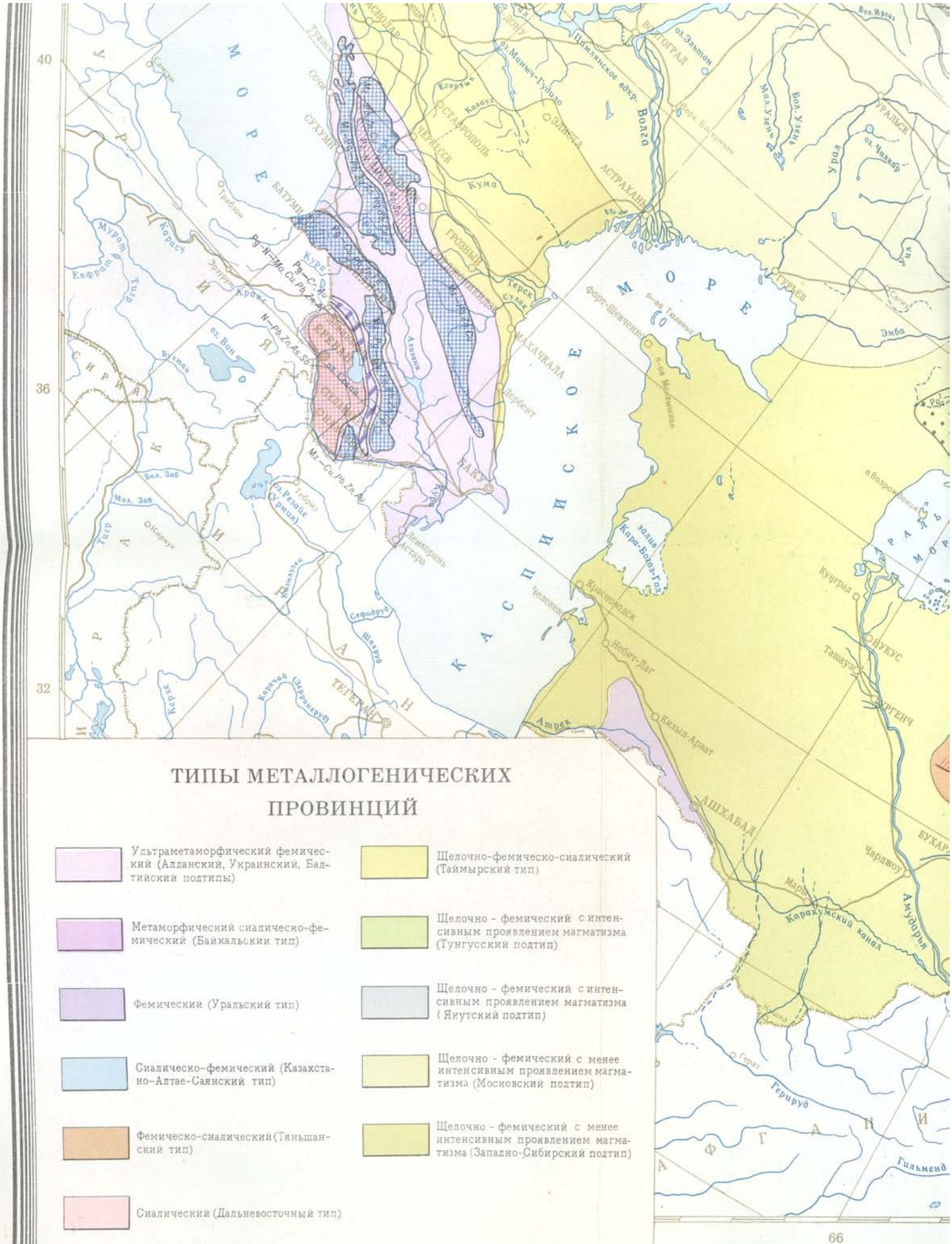
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ



ТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОНАХ НА ПЛА



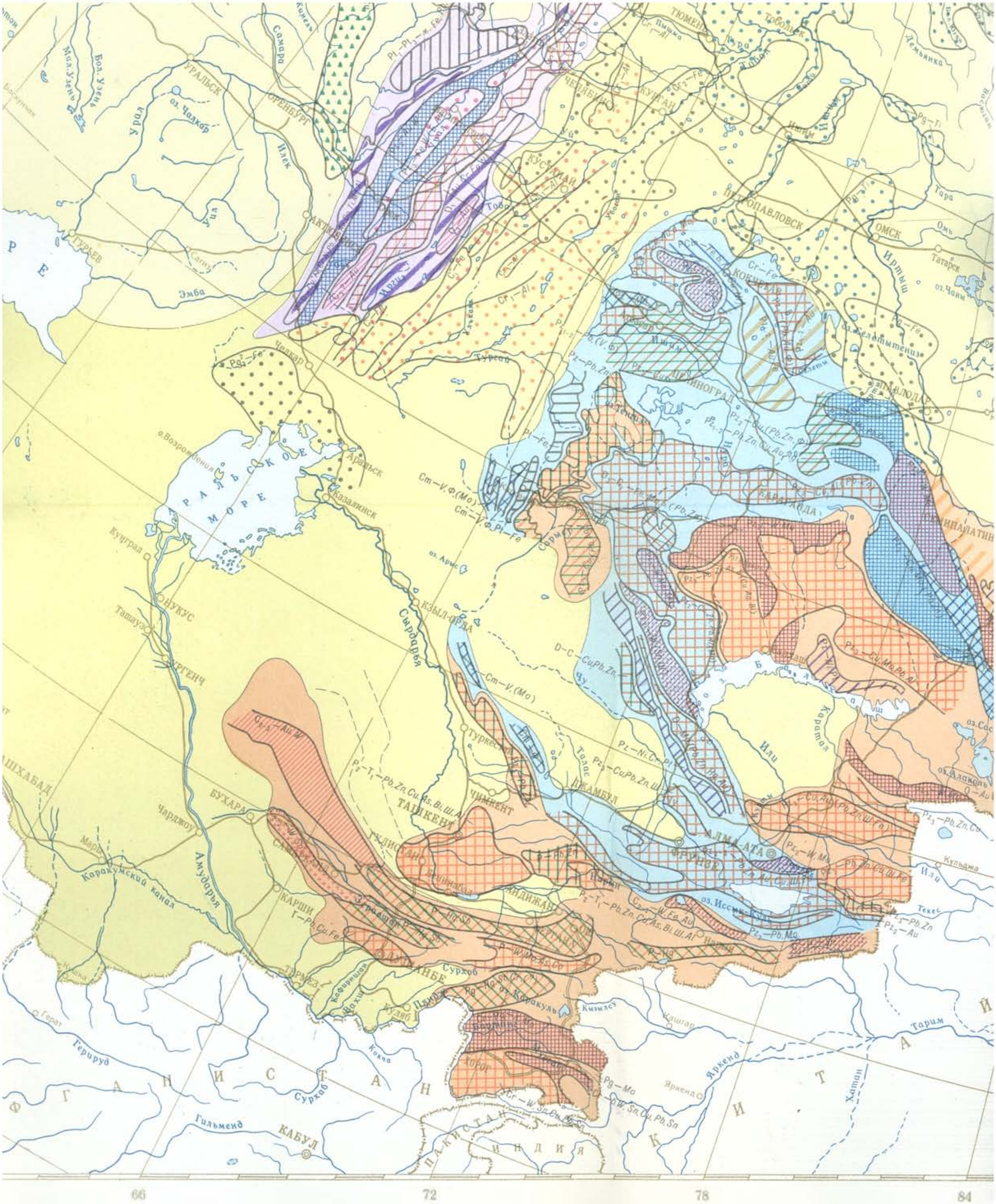
Н И Ч Е С К И Х   З О Н

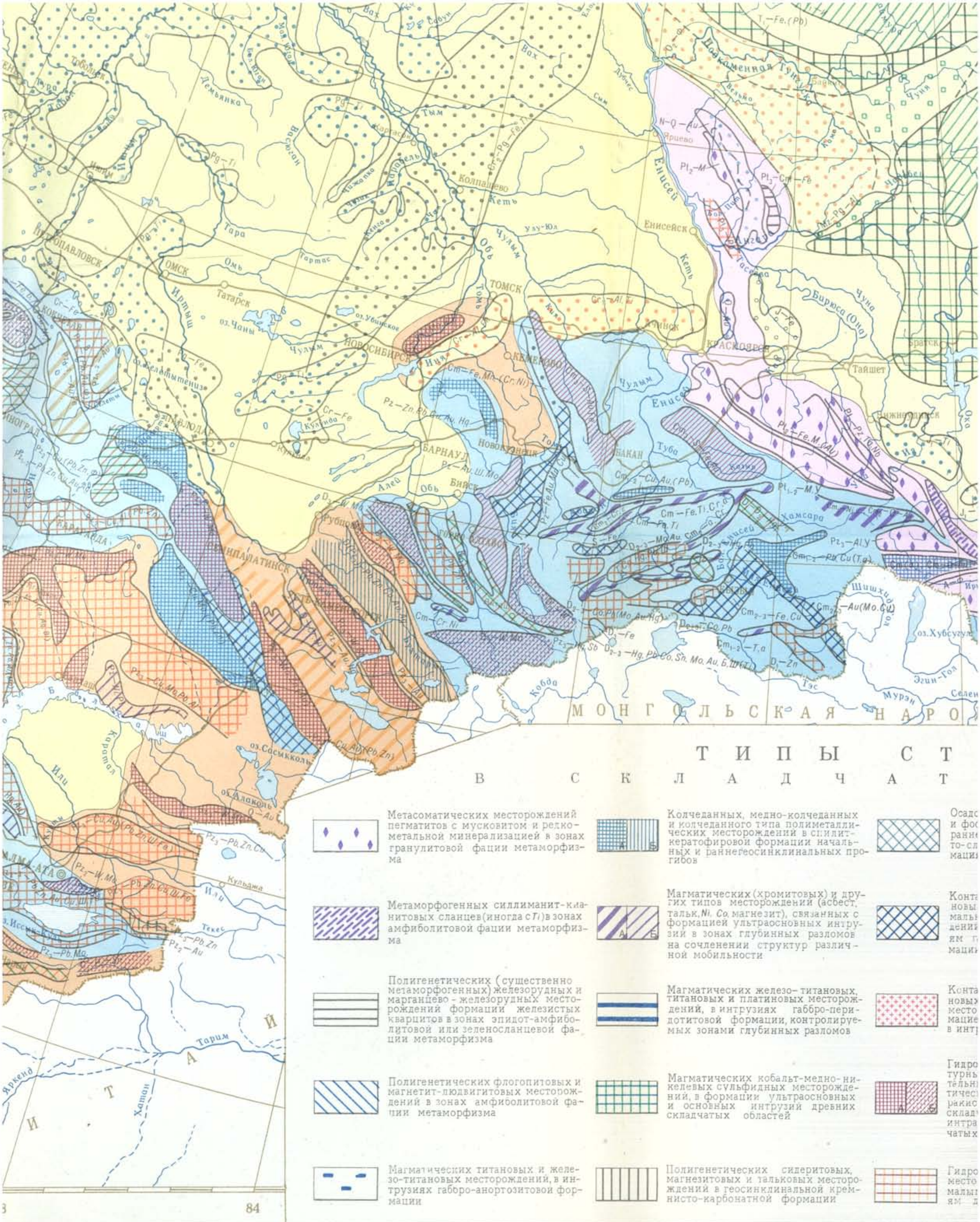


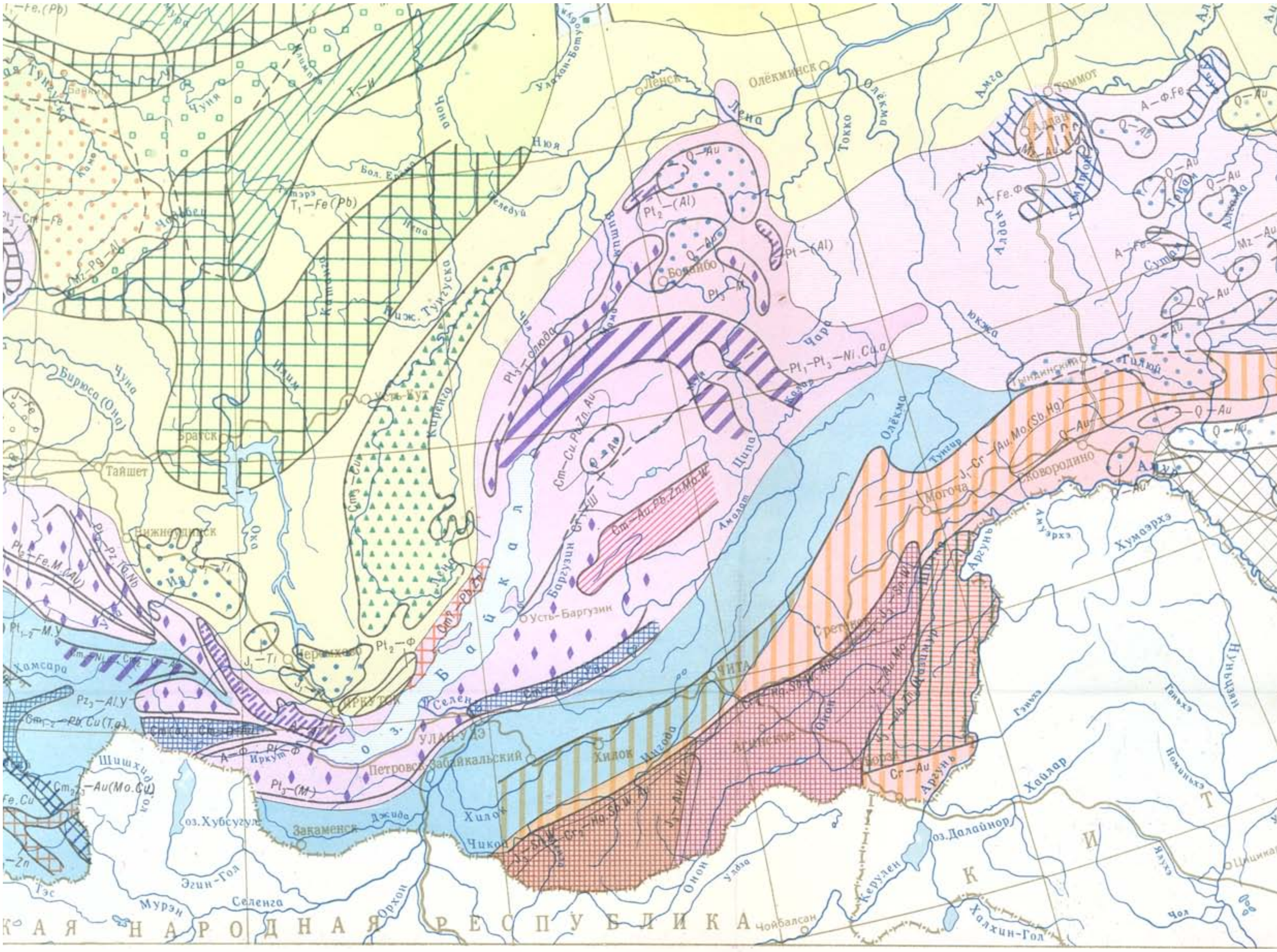
ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

- Ультраметаморфический фемический (Алданский, Украинский, Балтийский подтипы)
- Метаморфический сиалическо-фемический (Байкальский тип)
- Фемический (Уральский тип)
- Сиалическо-фемический (Казахстано-Алтае-Саянский тип)
- Фемическо-сиалический (Тяньшанский тип)
- Сиалический (Дальневосточный тип)
- Щелочно-фемическо-сиалический (Таймырский тип)
- Щелочно - фемический с интенсивным проявлением магматизма (Тунгусский подтип)
- Щелочно - фемический с интенсивным проявлением магматизма (Якутский подтип)
- Щелочно - фемический с менее интенсивным проявлением магматизма (Московский подтип)
- Щелочно - фемический с менее интенсивным проявлением магматизма (Западно-Сибирский подтип)

Главное управление геодезии и картографии
Министерства геологии СССР
Москва 1967


ТЮМЕНЬ
Тобольск
Тура
Тобол
Демьянка
Самара
Мал. Узень
Бол. Узень
УРАЛЬСК
ОРЕНБУРГ
Урал
оз. Чалкар
Илек
ЧЕЛЯБИНСК
КУРГАН
Ишим
Уй
КУСТАНАЙ
ПЕТРОПАВЛОВСК
ОМСК
Омь
Тара
Татарск
Иртыш
оз. Чаны
АКТЮБИНСК
Тобол
ГУРЬЕВ
Эмба
Тургай
КОКЧЕТАВ
Чалкар
ЦЕЛИНОГРАД
Ишим
ПАВЛОДАР
Аральск
АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
о. Возрождения
Казалинск
Кунград
КАРАГАНДА
СЕМИПАЛАТИНСК
оз. Арыс
Сарысу
НУКУС
Ташауз
КЗЫЛ-ОРДА
Сырдарья
УРГЕНЧ
Чу
оз. Балхаш
Каратал
Или
Туркестан
Талас
ДЖАМБУЛ
ЧИМКЕНТ
ТАШКЕНТ
АЛМА-АТА
ФРУНЗЕ
БУХАРА
Чарджоу
АШХАБАД
Мары
Каракумский канал
Амударья
САМАРКАНД
КАРШИ
Гулистан
Ленинабад
АНДИЖАН
Нарын
оз. Иссык-Куль
Ош
Кульджа
Или
Текес
оз. Алаколь
ДУШАНБЕ
Сурхоб
Термез
Кафирниган
Вахш
Пяндж
Куляб
оз. Каракуль
Кызылсу
Кашгар
Тарим
Яркенд
Хотан
Хорог
Герат
Герируд
Кокча
Сурхаб
Гильменд
КАБУЛ
ПАКИСТАН
ИНДИЯ
АФГАНИСТАН
66
72
78
84


ТОМСК
НОВОСИБИРСК
КЕМЕРОВО
БАРНАУЛ
ОМСК
ПЕТРОПАВЛОВСК
ПАВЛОДАР
СЕМИПАЛАТИНСК
АЛМА-АТА
КРАСНОЯРСК
АБАКАН
Енисейск
Колпашево
Татарск
Бийск
Тайшет
Братск
Рубцовск
Кулунда
Енисей
Обь
Иртыш
Томь
Кеть
Чулым
Васюган
Тара
Омь
Тартас
Бирюса (Она)
Подкаменная Тунгуска
Туба
Хамсара
Ангара
Или
Тарим
Хотан
Яркенд
оз. Чаны
оз. Убинское
оз. Алаколь
оз. Сасыкколь
оз. Хубсугул
Иссык-Куль
Кобда
Тэс
Мурэн
Эгин-Гол
Селенга
Шишхид-Гол
Кульджа
Текес
М О Н Г О Л Ь С К А Я Н А Р О
К И Т А Й
84
Т И П Ы С Т
В С К Л А Д Ч А Т
Метасоматических месторождений пегматитов с мусковитом и редкометальной минерализацией в зонах гранулитовой фации метаморфизма
Метаморфогенных силлиманит-кианитовых сланцев (иногда с Ti) в зонах амфиболитовой фации метаморфизма
Полигенетических (существенно метаморфогенных) железорудных и марганцево-железорудных месторождений формации железистых кварцитов в зонах эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации метаморфизма
Полигенетических флогопитовых и магнетит-людвигитовых месторождений в зонах амфиболитовой фации метаморфизма
Магматических титановых и железо-титановых месторождений, в интрузиях габбро-анортозитовой формации
Колчеданных, медно-колчеданных и колчеданного типа полиметаллических месторождений в спилит-кератофировой формации начальных и раннегеосинклинальных прогибов
А Б
Магматических (хромитовых) и других типов месторождений (асбест, тальк, Ni, Co, магнезит), связанных с формацией ультраосновных интрузий в зонах глубинных разломов на сочленении структур различной мобильности
А Б
Магматических железо-титановых, титановых и платиновых месторождений, в интрузиях габбро-перидотитовой формации, контролируемых зонами глубинных разломов
Магматических кобальт-медно-никелевых сульфидных месторождений, в формации ультраосновных и основных интрузий древних складчатых областей
Полигенетических сидеритовых, магнезитовых и тальковых месторождений в геосинклинальной кремнисто-карбонатной формации
Осадо
и фос
ранне
то-сл
маци
Конта
новы
мальн
дений
ям г
маци
Конта
новых
место
мацие
в интр
Гидро
турны
тельн
тическ
ракис
складч
интра
чатых
А Б
Гидро
место
малых
ям д



ПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕН

ДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

о-колчеданных а полиметалли- ний в спилит- мации началь- клинальных про-

митовых) и дру- дений (асбест, г), связанных с сновных интру- ных разломов уктур различ-

езо- титановых, овых месторож- габбро-пери- и, контролируе- ных разломов

альт-медно-ни- х месторожде- льтраосновных узий древних ей

сидеритовых, ьковых месторо- инальной крем- формации

Осадочных молибден-ванадиевых и фосфорных месторождений в раннегеосинклинальных кремнисто-сланцевых и карбонатных формациях

Контактово-метасоматических (скарновых) железорудных и гидротермальных золоторудных месторождений, приуроченных к интрузиям габбро-плагиогранитной формации

Контактово-метасоматических (скарновых) редкометальных (*W, Mo* и др.) месторождений, связанных с формацией умереннокислых гранитов в интрагеосинклинальных прогибах

Гидротермальных (высокотемпературных) и пегматитовых редкометальных месторождений в генетической связи с формацией ультракислых калиевых гранитов в складчатых структурах на месте интрагеосинклиналей и в складчатых структурах рамы (А, Б)

Гидротермальных золоторудных месторождений, приуроченных к малым предбатолитовым интрузиям диоритов.

Гидротермальных золоторудных и других месторождений, связанных с формацией синорогенных интрузий гранитоидов

Контактово-метасоматических (скарновых) железорудных и других типов месторождений в пространственной связи с андезито-диоритовой вулканогенно-интрузивной формацией в орогенных и позднеорогенных прогибах

Гидротермальных полиметаллических, молибденовых, медных, высокоглиноземистых, золоторудных, флюоритовых и других месторождений, пространственно и парагенетически связанных с андезито-диоритовой, липаритовой и липарито-гранитной вулканогенными и вулканогенно-интрузивными формациями в позднеорогенных приразломных прогибах и в пограничных палеовулканических поясах между разновозрастными складчатыми областями (А, Б)

Гидротермальных сульфидно-золоторудных месторождений на площадях развития позднеорогенной формации малых диоритовых интрузий, контролируемых разломами в пределах геоантиклинальных поднятий

Гидротермальных серебро-свинцово-цинковых и сульфидно-касситеритовых месторождений, парагенетически связанных с различными по составу магматическими породами позднеорогенной стадии развития складчатых областей

Гидротермальных молибденовых, золоторудных, флюоритовых, мышьяково-сурьмяно-ртутных и других месторождений, парагенетически связанных с трахиандезитовой, трахилипаритовой и трахито-сиенитовой вулканогенно-интрузивными формациями в областях и зонах активизации

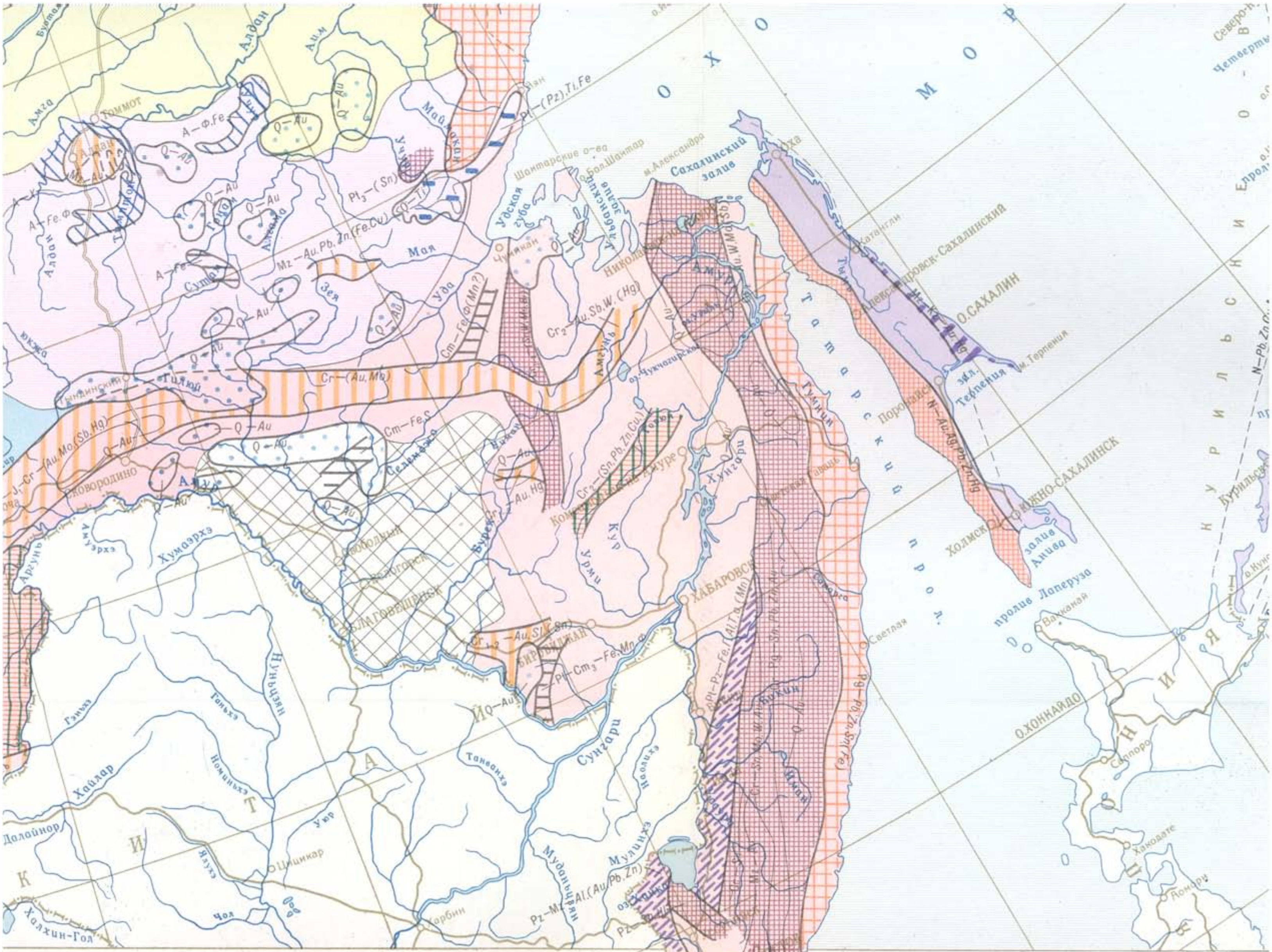
Гидротермальных сурьмяно-ртутных месторождений в зонах глубинных разломов длительного развития

Меденосных песчаников в прибрежно-морских и континентальных терригенных формациях внешних зон геосинклинальных областей, в субгеосинклинальных наложенных структурах и в краевых прогибах

Свинцово-цинковых месторождений (телетермальных?) в карбонатных породах субгеосинклинальных наложенных структур

Осадочных (вулканогенно-осадочных) железорудных, железо-марганцевых и марганцевых месторождений в терригенных отложениях субгеосинклинальных наложенных структур

Гидротермальных полиметаллических, сурьмяно-ртутных и других месторождений в неясной связи с магматическими породами



ЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Х НА ПЛАТФОРМАХ

Гидротермальных молибденовых, золоторудных, флюоритовых, мышьяково-сурьмяно-ртутных и других месторождений, парагенетически связанных с трахиандезитовой, трахилипаритовой и трахито-сиенитовой вулканогенно-интрузивными формациями в областях и зонах активизации

Гидротермальных сурьмяно-ртутных месторождений в зонах глубинных разломов длительного развития

Меденосных песчаников в прибрежно-морских и континентальных терригенных формациях внешних зон геосинклинальных областей, в субгеосинклинальных наложенных структурах и в краевых прогибах

Свинцово-цинковых месторождений (телетермальных?) в карбонатных породах субгеосинклинальных наложенных структур

Осадочных (вулканогенно-осадочных) железорудных, железо-марганцевых и марганцевых месторождений в терригенных отложениях субгеосинклинальных наложенных структур

Гидротермальных полиметаллических, сурьмяно-ртутных и других месторождений в неясной связи с магматическими породами

Магматических кобальт-медно-никелевых с платиноидами месторождений в дифференцированных интрузиях трапповой формации (интрузии повышенной магнезиальности и сернистости), приуроченных к перикратонным областям

Гидротермальных железорудных, свинцово-цинковых, иногда графитовых месторождений, тяготеющих к дифференцированным интрузиям трапповой формации (интрузии повышенной железистости или щелочности), приуроченных к зонам разломов

Гидротермальных низкотемпературных месторождений исландского шпата, барита и целестина, приуроченных к трапповой формации (ее эффузивной фации)

Магматических и гидротермальных апатитовых, нефелиновых, железотитановых, титановых, редкометальных и флогопитовых месторождений нередко в карбонатитах, приуроченных к центральным интрузиям щелочно-ультраосновной формации (встречаются в ультраметаморфических фемических провинциях алданского и балтийского подтипов платформенной стадии их развития

Магматических месторождений алмазов в кимберлитовой субформации щелочно-ультраосновной формации (А, Б)

Осадочных и остаточных месторождений бокситов в корах выветривания (в том числе переотложенных)

Осадочных месторождений железа и марганца в терригенных и реже терригенно-карбонатных формациях (А, Б)

Остаточных месторождений железа в корах выветривания

Осадочных месторождений фосфоритов в терригенно-карбонатной и песчанистой терригенной формации

Осадочных месторождений меди, свинца и цинка в формациях пестроцветной, дельтовой, терригенно-карбонатной и карбонатной

Месторождения р…
платины, ильмени…
др.

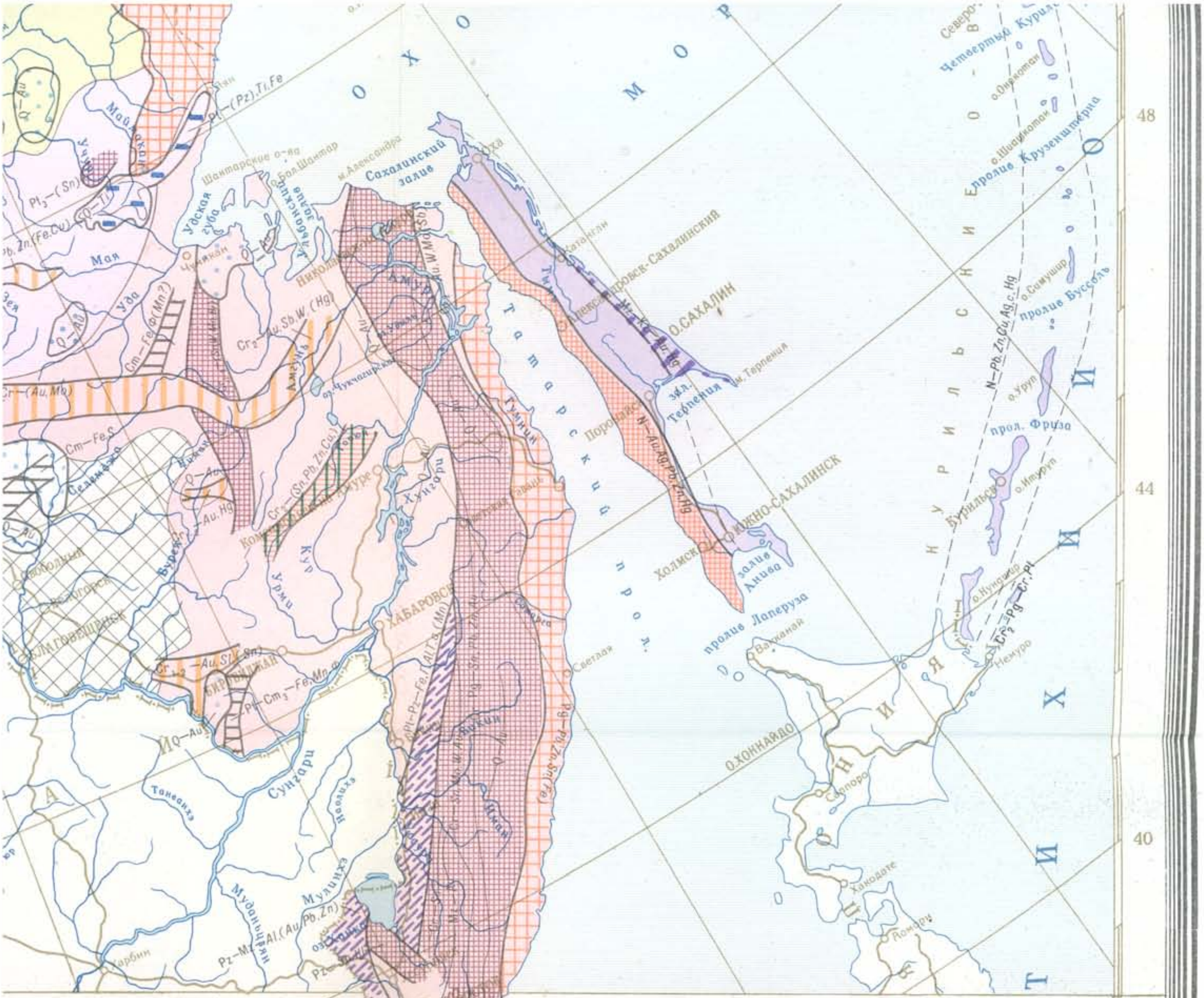
Прочие условные обоз…

Наиболее крупные …
сивы

м — магнетит, *а* —а…
Ш —флюорит, *А* —ал…
вит, *Х* — горный х…
исландский шпат…
Ф —фосфориты, *П* —…
лийная соль, *п* —пе…
Б —барит

Примечания: А - глав…
определяющие металлог…
лик провинций, Б тип…
характерные для провин…

Схема оформлена и отпечатана на фабрике №9 ГУГК …
Редакторы оформления: картограф В.И.Алябьева, геолог…
Технический редактор Л.Г. Долгонос
Заказ 1014 Тираж 2850 экз. Подписана к печати 11/…



...ИЧЕСКИХ ЗОН

НА ПЛАТФОРМАХ

Магматических кобальт-медно-никелевых с платиноидами месторождений в дифференцированных интрузиях трапповой формации (интрузии повышенной магнезиальности и сернистости), приуроченных к перикратонным областям

Гидротермальных железорудных, свинцово-цинковых, иногда графитовых месторождений, тяготеющих к дифференцированным интрузиям трапповой формации (интрузии повышенной железистости или щелочности), приуроченных к зонам разломов

Гидротермальных низкотемпературных месторождений исландского шпата, барита и целестина, приуроченных к трапповой формации (ее эффузивной фации)

Магматических и гидротермальных апатитовых, нефелиновых, железотитановых, титановых, редкометальных и флогопитовых месторождений нередко в карбонатитах, приуроченных к центральным интрузиям щелочно-ультраосновной формации (встречаются в ультраметаморфических фемических провинциях алданского и балтийского подтипов платформенной стадии их развития

А Б Магматических месторождений алмазов в кимберлитовой субформации щелочно-ультраосновной формации

Осадочных и остаточных месторождений бокситов в корах выветривания (в том числе переотложенных)

А Б Осадочных месторождений железа и марганца в терригенных и реже терригенно-карбонатных формациях

Остаточных месторождений железа в корах выветривания

Осадочных месторождений фосфоритов в терригенно-карбонатной и песчанистой терригенной формации

Осадочных месторождений меди, свинца и цинка в формациях пестроцветной, дельтовой, терригенно-карбонатной и карбонатной

Месторождения россыпей золота, платины, ильменита, циркона и др.

Прочие условные обозначения

Наиболее крупные срединные массивы

м — магнетит, *а* — асбест, *Т* — тальк, *Ш* — флюорит, *А* — алмаз, *М* — мусковит, *Х* — горный хрусталь, *И* — исландский шпат, *Г* — глинозем, *Ф* — фосфориты, *П* — пирит, *К* — калийная соль, *п* — перлит, *У* — графит, *Б* — барит

Примечания: А - главные типы зон, определяющие металлогенический облик провинций. Б типы зон, менее характерные для провинций

Схема оформлена и отпечатана на фабрике №9 ГУГК
Редакторы оформления: картограф В.И.Алябьева, геолог В.Н. Ильина
Технический редактор Л.Г. Долгонос
Заказ 1014 Тираж 2850 экз. Подписана к печати 11/IV 1967г.