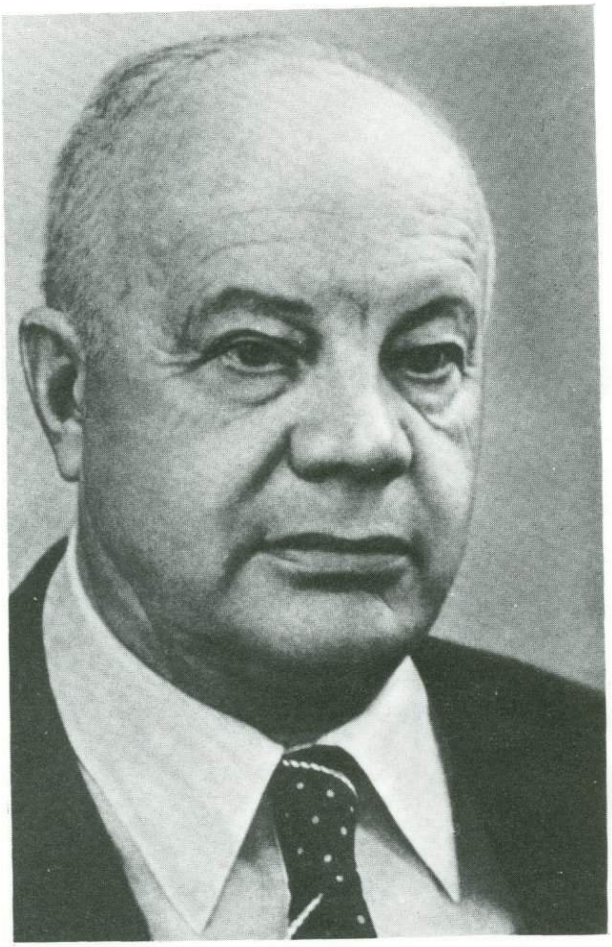
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# Основные проблемы рудообразования и металлогений

·НАУКА·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК

Научный совет по проблемам рудообразования и металлогении

# Основные проблемы рудообразования и металлогении

52310

МОСКВА ·НАУКА· 1990

Библиотека

УДК 553.3/4

Основные проблемы рудообразования и металлогении. — М.: Наука, 1990, — 284 с. — ISBN 5-02-002704-9.

В книгу включены новейшие и оригинальные материалы, отражающие современные представления по проблемам рудообразования и металлогении. Приведен анализ тектонических режимов и их влияние на условия формирования и размещение рудных месторождений; выделены этапы развития континентальной коры и дана их металлогеническая характеристика. Материалы книги объединяет общий подход к рассмотрению процессов рудообразования, учитывающий всю сложность геологических факторов — тектонических, геодинамических, структурных, магматических, физико-химической обстановки среды рудоотложения. Книга посвящается 80-летию академика В.И. Смирнова — лидера советской металлогенической науки, и публикуемые в ней статьи отражают развитие его многих научных идей.

Редколлегия:

академик Н.П. ЛАВЕРОВ (ответственный редактор), академик Н.А. ШИЛО,
член-корреспондент АН СССР А.Д. ЩЕГЛОВ, В.И. КАЗАНСКИЙ, Е.М. КАМШИЛИНА

Рецензенты *Л.И. Красный, В.И. Коваленко*

Редактор *Т.А. Николаева*

The book covers the latest and most interesting data reflecting modern knowledge on the problems of ore-formation and metallogeny. The analysis of tectonic regimes and their effects on the conditions of formation and localization of ore deposits is included; stages of continental crust development are outlined and their common properties from the point of metallogeny are described. The book posseses a complex approach to investigations of the process of ore formation, taking into account the whole packet of geological factors. They are tectonic, geodynamic, structural, magmatic ones and a physico-chemical environment of ore-sedimentary media. The book is dedicated to the 80-th anniversary of academician V.I. Smirnov, a leader of the Soviet metallogeny. The articles included in the book are a reflection of many of the academicians's scientific views.

О $\frac{1804020000\text{-}211}{055(02)\text{-}90}$ 410-90, II пол.

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-002704-9

# Предисловие

Научный совет по проблемам рудообразования и металлогении АН СССР подготовил к публикации настоящую книгу в связи с 80-летием академика В.И. Смирнова, который 26 лет был его руководителем.

Имя академика Владимира Ивановича Смирнова широко известно в нашей стране и за рубежом. Его труды, посвященные различным аспектам геологии рудных месторождений и металлогении, методики разведки месторождений и подсчету запасов полезных ископаемых, оказали огромное влияние на развитие научной геологической мысли, послужили основой для создания новых научных направлений. Это влияние не всегда ощущалось исследователями непосредственно, но было бы несправедливым отрицать, что по крайней мере 30 последних лет советская рудная геология успешно развивалась благодаря энергичным усилиям Владимира Ивановича и под воздействием его научных идей.

Отмечая юбилейную дату нашего признанного лидера, его соратники и последователи представили в настоящую книгу работы, дополняющие и по-новому развивающие научное наследие этого большого ученого. Они посвящены различным аспектам изучения рудных месторождений и региональной металлогении.

Содержащиеся в книге новые, во многом оригинальные материалы отражают современные представления по важным вопросам рудообразования и закономерностям размещения месторождений в земной коре. Их объединяет общий подход к рассмотрению процессов формирования месторождений, учитывающий всю совокупность и сложность геологических факторов — геодинамических, магматических, геохимических, физико-химических и др.

В работе ряда авторов металлогенические особенности рассматриваются как индикаторы определенных геодинамических обстановок. Это убедительно показано на примере Кавказа, Карпат, Казахстана, Северо-Востока, Дальнего Востока и других регионов. В статьях детально рассмотрена взаимосвязь тектонических режимов с эндогенными рудными месторождениями, имеющая не только теоретическое, но и прикладное значение. На большом фактическом материале проведена корреляция осадочных, магматогенных и рудоносных комплексов байкалид и намечена главная последовательность их развития на примере Енисейского кряжа, Тимана, Таймыра и Байкало-Патомского нагорья, при этом установлено много общих черт истории формирования этих регионов.

Обсуждается гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов с гидротермальным рудообразованием, заключающаяся в том, что орогенный режим создает благоприятные условия для возникновения термоконвективных рудообразующих систем.

Ссылаясь на работы В.И. Смирнова, который считал, что для понимания и характеристики рудообразующих процессов необходимо выявление источников энергии, рудного вещества, транспортирующих агентов и областей рудонакопления, авторами предпринята попытка создания моделей рудообразующих процессов и систем, учитывающая изложенные выше факторы. В статьях развиваются идеи

В.И. Смирнова об эволюции эндогенной металлогении применительно к метаморфогенному рудообразованию.

На материале экспериментальных исследований и изучения микровключений в алмазах, обогащенных летучими, показано, что глубинные флюиды имеют щелочную природу и могут транспортировать рудные металлы и редкометальные элементы. При этом в земной коре мобилизация металлов происходит в форме галоидных соединений, а в мантии она обусловлена щелочным химизмом водных растворов.

Современные процессы ртутно-сурьмяно-мышьякового рудообразования рассмотрены на примере Курило-Камчатской провинции, проведено сопоставление с месторождениями того же состава.

В материалы предлагаемой книги включена работа, освещающая результаты исследований глубоких и сверхглубоких скважин и вносящая принципиальные коррективы в существующие представления о рудоносности глубинных зон земной коры. Пристальное внимание к этим работам всегда проявлял В.И. Смирнов.

Несмотря на широкий диапазон тематики представленных в книге статей, все они отражают различные аспекты сложных проблем рудообразования и металлогении, которые всегда были в поле зрения академика В.И. Смирнова, активно поддерживались им и в развитие которых им внесен фундаментальный вклад.

Предлагаемая читателю книга не только отражает влияние научных идей академика В.И. Смирнова на современников и намечает новые пути развития рудной геологии, но и является выражением признательной памяти большому ученому, внесшему крупный вклад в развитие геологической науки.

УДК 553.061.3/9:350.42

*А.Д. Щеглов*

# Тектонические режимы и рудные месторождения (некоторые аспекты связи эндогенного рудообразования с тектоникой)

Проблемы тектоники и рудообразования в их взаимосвязи издавна привлекали внимание естествоиспытателей, от общих работ М.В. Ломоносова до исследователей наших дней. В научном наследии В.И. Смирнова эти вопросы также получили самостоятельное освещение в ряде публикаций [16—18]. Им подробно были рассмотрены некоторые классические черты истории формирования земной коры, такие, как цикличность, стадийность и направленность геологических процессов, влияющих на планетарные и региональные закономерности размещения месторождений; сделаны важные выводы о роли геосинклинального процесса в рудообразовании, изучены вопросы металлогенического развития ранних стадий эволюции этих структур. Одним из важных выводов такого анализа является заключение В.И. Смирнова о том, что "несмотря на сокращение геосинклинальных площадей в ходе развития земной коры, объем геосинклинального рудообразования заметных тенденций к сокращению не обнаруживает" [19, с. 24]. Научные интересы В.И. Смирнова в области региональной металлогении были сосредоточены главным образом на изучении закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений в геосинклиналях разных типов. Другие структуры земной коры привлекали его внимание в меньшей степени. Изучая металлогению геосинклиналей разных типов, он всегда подчеркивал важное значение специфики тектонических процессов при образовании месторождений, особое внимание уделяя тектоническим элементам внутреннего строения геосинклиналей. Он показал [18], что эти самостоятельные тектонические элементы (структуры) — геосинклинальные рвы, внутренние зоны, периферические зоны, срединные массивы, геосинклинальные рамы и пограничные разломы — характеризуются и строго определенными типами эндогенных месторождений. Таким образом, в научном наследии В.И. Смирнова вопросы связи тектонических процессов с рудообразованием и металлогенией нашли вполне конкретное выражение при анализе развития геосинклинальных зон. И это не случайно, так как при установлении причин, особенностей проявления эндогенных рудных месторождений в структурах земной коры роль тектонических процессов переоценить невозможно, ибо тектоника — это ключ к познанию закономерностей размещения месторождений, это необходимость через тектонические явления видеть металлогенические следствия [11].

В последние годы изучению тектонических процессов в связи с вопросами металлогении и рудных месторождений, в особенности с позиций тектоники плит, уделяется значительное внимание; на этом пути получены интересные результаты. В практику металлогенических исследований активно внедряются представления о тектонических режимах как совокупности сложных геологических процессов, определяющих развитие тектоносферы различных структур земной коры. Французское слово "régime" (управление) имеет несколько значений. В применении к тектоническим процессам при изучении металлогении и эндогенного рудообразования в термин "тектонический режим", по-видимому, следует

вкладывать широкое понятие, подразумевая под режимом в общем случае условия развития конкретного участка тектоносферы, в том числе и его глубинных частей (мантии), предопределявших формирование определенных тектонических структур, проявлений магматизма и связанных с ними эндогенных месторождений. В.В. Белоусов [6] справедливо подчеркивал, что путь к природе эндогенных режимов лежит через сопоставление их с глубинным строением тектоносферы. Важным критерием разграничения разных тектонических режимов являются эндогенные рудные месторождения, проявляющиеся в пределах различных тектонических структур. Эти минеральные образования характеризуются определенными признаками, свойственными только данной группе месторождений (рудной формации), возникающей в условиях строго определенного тектонического режима и порожденных им структур.

Рассмотрим сложную проблему связи тектонических режимов с рудными месторождениями в трех следующих аспектах: рудные месторождения как индикаторы тектонических режимов; рудные формации и тектонические режимы; интерференция тектонических режимов в связи с рудными месторождениями.

## Рудные месторождения — индикаторы тектонических режимов

В настоящее время для большинства специалистов в области рудных месторождений, металлогении и тектоники, даже принадлежащих к различным школам, более чем очевидно, что одной из важнейших общих особенностей размещения рудных месторождений в земной коре, которая имеет роль геологического закона, является закономерная связь определенных групп месторождений с определенными тектоническими режимами и характерными для них структурами. Это обобщение носит универсальный характер, так как оно применимо к структурам разных порядков и классов и подтверждается тем, что тектонические структуры различных рангов характеризуются строго определенным набором месторождений. Значение тектоники в познании причин проявления рудных месторождений и установлении закономерностей их размещения очень велико. На это настойчиво обращал внимание еще более 30 лет назад на заре развития металлогенических исследований Н.П. Херасков [22], который в своей превосходной статье "Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре" подчеркивал, что тектоника имеет большое значение для изучения полезных ископаемых, однако "используется она недостаточно и ... конкретный анализ отдельных вопросов слишком часто подменяется отвлеченными рассуждениями о большом значении тектонического фактора" [22, с. 14]. Н.П. Херасков уже в то время отмечал, что одним из важнейших направлений исследований является выделение геологических (в том числе и рудных) формаций и установление их связей с различными типами тектонических структур. Однако анализ особенностей даже современных металлогенических работ, связанных с выявлением региональных закономерностей размещения рудных месторождений, показывает, что все еще существует определенный разрыв между тектоническими и металлогеническими исследованиями. Он обусловлен во многом тем, казалось бы, формальным обстоятельством, что к работам металлогенического профиля специалисты в области тектоники привлекаются крайне недостаточно; обычно при установлении закономерностей размещения месторождений исследователи в области металлогении "идут своим тектоническим путем", разрабатывая собственные представления и схемы. С другой стороны, ученые в области тектоники считают возможным вопросам закономерностей размещения месторождений в своих работах уделять незначительное внимание, рассматривая эти проблемы весьма схематично. В то же время несомненно, что два важных направления геологических знаний — металлогения и тектоника — должны быть тесно связаны в своем развитии,

влиять друг на друга "свежестью новых построений" и новыми подходами к решению прикладных задач.

Поэтому очень важной проблемой, тесно связанной как с металлогенией, так и с тектоникой, является познание закономерностей проявления рудных месторождений, их отдельных характерных групп с целью установления месторождений, являющихся надежными признаками — показателями или индикаторами специфических тектонических режимов (процессов). Определенные минеральные месторождения, их характерные сообщества всегда возникают в условиях конкретного тектонического режима, свойственного только данной группе, а поэтому могут рассматриваться как типичные признаки—индикаторы тех или иных тектонических режимов и формируемых ими структур и конкретных тектонических обстановок. Здесь следует напомнить, что не случайно в программу XXVIII Международного геологического конгресса в Вашингтоне по проблеме "Тектоника" был включен научный симпозиум "Минеральные месторождения как индикаторы тектонических режимов", однако ни один из восьми докладов не освещал указанной проблемы, а все они касались обычных общих или частных вопросов металлогении или отдельных типов рудных месторождений (хромитовых, редкометальных и др.). Тем не менее сама попытка организации в рамках Конгресса такого симпозиума, несомненно, отражает общее направление мировой научной мысли, теперь уже признающей необходимость изучения минеральных месторождений для целей познания тектонических процессов. Исследование таких обратных связей, как рудные месторождения—тектонические режимы, всегда было одной из важных задач металлогенических исследований, в особенности осуществляемых представителями ленинградской школы.

Хорошо известно, что разные месторождения и их сообщества (рудные формации) возникают при неодинаковых тектонических режимах: геосинклинальном, орогенном, платформенном, тектоно-магматической активизации, рифтовом и др. Важно выявить наиболее характерные месторождения, формирующиеся при этих тектонических режимах, установить их признаки, всесторонне исследовать их специфические особенности и по всей совокупности данных определить месторождения—индикаторы определенных тектонических режимов и структур. В этом плане много сделано В.И. Смирновым, детально исследовавшим эндогенные месторождения, формирующиеся при геосинклинальном режиме. Хорошо известно, что им впервые обосновано выделение нескольких металлогенических типов геосинклинальных зон, но самое главное — В.И. Смирнов в ряде работ [16, 18] на примере анализа металлогении разных типов геосинклиналей показал, что к различным их тектоническим элементам приурочены определенные и различные группы месторождений, свойственные конкретным структурам. В настоящее время уже нет необходимости характеризовать рудные формации, типичные для геосинклинального и платформенного режимов. Этот вопрос в достаточной мере освещен в литературе. Значительно более сложными, неопределенными и менее изученными являются проблемы установления рудных месторождений—индикаторов для следующих режимов: орогенного, тектоно-магматической активизации, континентального рифтового. Эти тектонические режимы в ряде случаев несут некоторые черты сходства и взаимоперехода, что отражается и в проявлении, казалось бы, сходных рудных месторождений, связанных с этими режимами. Кратко остановимся на характеристике месторождений, возникающих в условиях режимов тектоно-магматической активизации и рифтового, так как эти вопросы наиболее хорошо известны автору по личным исследованиям. Напомним, что под областями тектоно-магматической активизации понимаются негеосинклинальные подвижные структуры земной коры, которые представляют собой самостоятельную категорию региональных (планетарных) структур, по нашему мнению, равнозначных по рангу геосинклиналям и платформам. Процессы тектоно-магматической активизации проявляются наиболее контрастно на консолидированной

земной коре в пределах разновозрастных складчатых областей, платформ и крупных срединных массивов. Примерами областей тектоно-магматической активизации являются: Западное Забайкалье, Провинция Впадин и Хребтов на западе США, плато Колорадо, Юго-Западный Китай, Бразильский и Алданский щиты, Восточная Африка и другие регионы.

В развитии областей активизации отчетливо устанавливаются две самостоятельные стадии, каждой из которых соответствуют определенные наложенные структуры [23]. В первую стадию обычно возникают наложенные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. Они образуются в связи с возникновением крупных разломов, придающих субстрату, на котором закладываются эти структуры, блоковое строение.

Вторая стадия активизации характеризуется возникновением наложенных терригенных впадин — эмбриональных или типичных рифтов, выполненных, как правило, грубообломочными континентальными, часто угленосными отложениями. Эти структуры обычно обрамлены крупными зонами долгоживущих тектонических нарушений. Иногда это вытянутые вдоль разломов депрессии, разобщенные поперечными поднятиями, сложенными породами фундамента; в этих случаях возникают гирлянды впадин. Наиболее контрастное, крайнее выражение второй стадии активизации — молодые континентальные рифтовые зоны. Здесь отчетливо намечается переход режима тектоно-магматической активизации в рифтовый. В то же время в ряде регионов континентальный рифтовый режим, казалось бы, проявляется независимо и самостоятельно; однако в таких случаях первая стадия режима тектоно-магматической активизации все же практически всегда представлена в эмбриональном развитии (рифт Рио-Гранде, Великие рифты Восточной Африки, грабен Осло).

Области тектоно-магматической активизации характеризуются рядом признаков, в том числе специфическим комплексом эндогенных месторождений, типичных только для данных структур. Эти месторождения служат своеобразными индикаторами—показателями режима тектоно-магматической активизации.

Наиболее пестрый спектр месторождений возникает в первую стадию. Здесь известны оловянные, вольфрамовые, молибденовые, золоторудные, полиметаллические, медные, урановые, редкоземельные (карбонатитовые) месторождения. Для них в отличие от месторождений, возникающих при геосинклинальном и орогенном режимах, характерны: многостадийный характер проявления, развитие среднетемпературных продуктивных стадий; в редкометальных месторождениях — формирование самостоятельных сульфидных руд, накладывающихся на собственно оловянные, вольфрамовые и молибденовые более ранние минеральные ассоциации; явления горизонтальной и обратной вертикальной зональности. Именно эти особенности рудных месторождений, возникающих в условиях режима тектоно-магматической активизации, позволяют их отличать от оловянных, вольфрамовых, молибденовых и некоторых других месторождений, которые формируются в связи с развитием геосинклинально-складчатых областей (геосинклинального и орогенного режимов). Эти вопросы рассмотрены нами ранее [23—25].

Во вторую стадию практически во всех регионах происходит формирование эпитермальных месторождений, представленных флюоритовыми, баритовыми, марганцевыми, реже сурьмяными, золоторудными, киноварными, урановыми и вольфрамовыми рудными образованиями.

В общем случае для этой группы месторождений характерен следующий последовательный ряд их проявления: флюорит + золото (серебро) + антимонит + ферберит (шеелит) + киноварь. В месторождениях ряда регионов в этот ряд "вплетаются" свинец и цинк (плато Колорадо, Китай).

Анализ особенностей проявления отдельных элементов в месторождениях, формирующихся при режиме тектоно-магматической активизации, показывает,

что имеются характерные элементы-индикаторы, типичные для эндогенных рудных процессов, обусловленных этим режимом. Наиболее характерным элементом-индикатором является фтор, образующий крупные концентрации в месторождениях активизированных областей. Для него обычна связь с барием, марганцем, реже со свинцом в единых, комплексных месторождениях.

Другим элементом-индикатором является марганец. В месторождениях первой стадии он фиксируется в гюбнерите, триплите, родоните, родохрозите, манганокальците, реже окислах марганца; в эпитермальных месторождениях второй стадии основное значение имеют окислы и гидроокислы марганца при ограниченном развитии других марганцевых минералов. В месторождениях второй стадии в ряде областей активизации известны экзотические сочетания элементов: сурьма + + вольфрам + киноварь; вольфрам + хром; флюорит + золото.

В рассматриваемой нами проблеме в настоящее время наиболее остро стоит вопрос о выявлении месторождений—индикаторов рифтовых зон, формирующихся в условиях рифтового режима. Это связано с тем, что металлогеническая характеристика рифтовых зон в большинстве исследований все еще остается крайне широкой и неоднозначной. В то же время типичным рифтовым структурам свойствен строго определенный комплекс минеральных месторождений, который может служить их надежным индикатором.

Подчеркнем, что для рифтовых зон наиболее типичны две группы месторождений, которые, по существу, устанавливаются в большинстве рифтовых систем: редкометальные и редкоземельные месторождения, главным образом карбонатитового типа и эпитермальные флюоритовые месторождения, во многих случаях сопровождаемые баритовыми, свинцово-цинковыми, ртутными, марганцевыми и другими эндогенными образованиями, имеющими резко подчиненное значение. Последняя группа месторождений близка по генетическим особенностям, а иногда и тектоническим условиям проявления минеральным образованиям, возникающим во вторую стадию режима тектоно-магматической активизации.

В проявлении месторождений, формирующихся в условиях континентального рифтового режима, имеются своеобразные особенности, которые свойственны только рифтовым структурам.

Прежде всего это относится к месторождениям первой группы, связанным со щелочными породами и возникающим до образования грабенов в подготовительный, предрифтовый этап. Такие месторождения должны, по существу, рассматриваться как месторождения фундамента, на котором развиваются рифты. В то же время во многих регионах образование щелочных пород и карбонатитовых месторождений отчетливо происходит в предрифтовый этап "созревания" грабенов. В этом заключается их двойственный характер: с одной стороны, это, казалось бы, непримененные образования — признаки рифтов, с другой — образования "чуждого" субстрата, на котором развиваются грабены.

При металлогеническом анализе других крупных структур земной коры — геосинклинально-складчатых зон, областей тектоно-магматической активизации — рудные образования их фундамента (субстрата) справедливо не относятся к этим структурам, так как их возникновение не обусловлено развитием последних. Наоборот, для рифтовых зон щелочные "дограбеновые" комплексы и их оруденение рассматриваются как характерная принадлежность этих структур. Несомненно одно — области развития щелочных комплексов и связанного с ними оруденения часто тяготеют к рифтовым зонам, которые в некоторых регионах значительно моложе их. Следует иметь в виду, что не все рифтовые зоны ассоциируют в пространстве с проявлениями щелочного магматизма, в особенности "эмброрифты". Поэтому редкометальные и редкоземельные месторождения в связи с щелочными комплексами не могут служить в ряде случаев надежными индикаторами рифтовых зон: это только "предвестники" их возможного проявления. В то же время формирование щелочных комплексов и сопровождаю-

щего их оруденения в раннюю, "дограбеновую" стадию формирования рифтов является несомненным фактом, причем возможен значительный разрыв во времени между становлением щелочных массивов и развитием грабенов. В случае Байкальского рифта он, например, определяется интервалом от позднего палеозоя (время становления щелочных пород) до позднего кайнозоя (образование рифта). Для континентальных рифтовых систем пространственная связь щелочных комплексов и их оруденения с грабенами, очевидно, не случайна. Можно предположить, что она обусловлена глубинными процессами, происходящими в мантии и предопределявшими как появление "дограбеновых" щелочных пород, так и формирование самих рифтов.

Более надежными индикаторами рифтов являются месторождения, непосредственно связанные с образованием самих грабенов и возникающие после их заполнения осадками. К таким месторождениям прежде всего относятся флюоритовые месторождения эпитермального типа, представленные обычно кварц-флюоритовыми и кварц-флюорит-баритовыми жилами, часто с галенитом, сфалеритом, реже с минералами урана. В одних и тех же разрывных структурах с этими месторождениями проявляются в некоторых рифтовых зонах ртутные и эндогенные марганцевые месторождения. Как правило, все эти месторождения локализуются в зонах разломов в бортовых частях грабенов. Для рудных тел характерна значительная протяженность, иногда достигающая 1000 м и более. Связь флюоритовых месторождений с континентальным рифтовым режимом, наложенными угленосными впадинами ("эмборифтами") и грабенами была нами показана ранее [23, 26]. Позднее Р. Элстин [27] на примере многих флюоритоносных районов США и других регионов наглядно подчеркнул тесную связь континентальных рифтов с месторождениями плавикового шпата. Именно эпитермальные флюоритовые месторождения являются надежными индикаторами континентальных рифтовых зон, и они должны рассматриваться как один из признаков этих структур; конечно, данный признак "имеет силу" при непременной совокупности с другими, которые совместно определяют принадлежность конкретных структур к рифтовым.

Следует отметить другие характерные для некоторых рифтовых зон признаки минерализации. Так, в зонах разломов, обрамляющих грабены, достаточно часто встречаются "пустые", не минерализованные мощные кварцевые жилы или зоны окварцованных брекчий без признаков рудных минералов и флюорита или содержащие их в крайне ограниченном количестве. Более чем вероятно, что они и собственно флюоритовые месторождения имеют один источник гидротермальных растворов.

Другим своеобразным типом рудных месторождений в обрамлении рифтовых зон являются ртутные месторождения, которые встречаются, однако, значительно реже месторождений плавикового шпата. Так, ртутные месторождения и рудопроявления известны в обрамлении Калифорнийского рифта и на его континентальном продолжении, где обращает на себя внимание связь ртутной минерализации с жидкими и твердыми битумами, фиксируемая в пределах одних рудных тел. Битумы известны также в ряде флюоритовых месторождений.

Таким образом, одним из признаков континентальных рифтовых зон наряду с другими должны быть характерные для этих структур минеральные месторождения, которые являются их индикаторами—показателями. К таким наиболее контрастным месторождениям относятся: а) редкометальные и редкоземельные, связанные с щелочными комплексами, среди которых широко распространены редкоземельные карбонатитовые; б) эпитермальные флюоритовые, баритовые, часто с галенитом и сфалеритом, а также менее характерные, но проявляющиеся в одних структурах ртутные и эндогенные марганцевые месторождения.

Иными словами, на примере минеральных месторождений рифтовых зон отчетливо проявляется связь специфического тектонического рифтового режима

с определенной группой месторождений, являющихся надежными индикаторами этого режима. Поэтому присутствие указанных, прежде всего флюоритовых месторождений в регионах, где структуры тектоно-магматической активизации или рифты не выявлены, должно служить указанием на возможность развития таких процессов и необходимость всестороннего дополнительного анализа истории развития данной территории, а также на вероятность открытия в этих регионах месторождений других генетических групп, связанных с рассматриваемыми тектоническими режимами. Наличие даже рудопроявлений и небольших месторождений флюорита, особенно в регионах, представляющих собой древние стабилизированные структуры, имеет важное значение не только для общей их прогнозной оценки, но также и для установления признаков континентального рифтового режима, который в своем эмбриональном выражении в ряде регионов соответствует второй стадии режима тектоно-магматической активизации.

С учетом указанных выше металлогенических особенностей континентальных рифтовых зон при анализе совокупности всех признаков этих структур, когда характерные для рифтовых зон минеральные месторождения рассматриваются как надежные их индикаторы, в еще большей степени становится очевидной справедливость вывода ряда исследователей, что типичные континентальные рифты, а следовательно, и континентальные рифтовые режимы свойственны преимущественно молодым эпохам развития Земли. Известно, что наиболее активно процессы развития рифтовых зон в геологической истории нашей планеты проявились в мезозое и кайнозое. В этом находит отражение эволюционный характер развития Земли, когда одни тектонические режимы и тектонические структуры, так же как и определенные месторождения, проявлялись в определенные геологические отрезки времени.

## Рудные формации и тектонические режимы

В настоящее время понятие "рудная формация" широко используется не только специалистами в области рудных месторождений и металлогении, но и учеными других направлений геологической науки при характеристике отдельных регионов, рассмотрении тектонических, литологических и других вопросов. Однако, к сожалению, в понятие "рудная формация" разными исследователями вкладывается неодинаковый смысл. Настораживает в ряде случаев своеобразный подход некоторых из них, когда используя, казалось бы, общепринятый термин "рудная формация", ему придают совершенно новый смысл, который не только существенно отличается от ранее принятых представлений, но и искажает всю сущность применения данного понятия в металлогении. Это в первую очередь относится к работам, в которых декларируется положение о том, что рудные формации могут быть конвергентными или, иными словами, одни и те же формации рудных месторождений могут возникать при разных тектонических режимах [15]. Этот, казалось бы, формальный вопрос о характере понятия "рудная формация" имеет, однако, очень важное значение не только теоретического плана: от правильного понимания объема этого понятия зависит решение ряда важных практических задач. В связи с этим кратко остановимся на рассмотрении содержания понятия "рудная формация" и том значении, которое имеют тектонические режимы для выделения рудных формаций, в особенности при решении вопросов прикладной геологии. Напомним, что в настоящее время большинство исследователей под рудной формацией понимают группу рудных месторождений, которые близки между собой сходными устойчивыми минеральными ассоциациями и образовались в близких (сходных) геологических условиях [14]. Обычно под близкими геологическими условиями понимается не сходство конкретных геологических ситуаций (обстановок), в которых находятся месторождения, а прежде всего сходство тектоно-магматических условий (режимов) проявления тех или иных групп (фор-

маций) месторождений. Об этом, в частности, свидетельствует и классификация эндогенных рудных формаций, предложенная В.А. Кузнецовым [12]. Очевидно, нет необходимости аргументировать положение о том, что сходные (или близкие) геологические условия локализации (залегания) месторождений не могут (не должны) отождествляться с близкими (сходными) тектоно-магматическими условиями (режимами) проявления рудных образований. В первом случае речь идет о сходстве геологического строения конкретных рудных полей и месторождений, во втором — о сходстве тектонических, тектоно-магматических режимов проявления сходных и по ряду других признаков месторождений. Геологическое строение месторождений и даже формирование месторождений в близких геологических условиях — это не тектоническая обстановка (режим) их проявления, это существенно различные понятия. Если это так и если под формированием месторождений в близких геологических условиях прежде всего понимается характер тектонического режима, предопределяющего появление месторождений, то понятие "рудная формация" приобретает более четкий смысл. Этот вопрос рассматривался нами ранее. Отмечалось, что, "несколько уточняя определение В.А. Кузнецова, под рудной формацией следует понимать естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов и тектоно-магматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, является очень важным, так как отражает специфические черты процессов рудообразования, свойственные месторождениям только определенных формаций" [24, с. 110]. Нетрудно заметить, что это определение очень сходно с представлениями Ю.А. Билибина о рудном комплексе. Напомним, что под рудным комплексом (рудной формацией) Ю.А. Билибин понимал естественные сообщества или группы рудных месторождений, внутри которых месторождения объединены: а) сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов (и металлов), определяющих промышленную ценность месторождений (при наличии постепенных переходов в минеральном составе между возможными крайними типами); б) сходной тектоно-магматической обстановкой образования и генетической связью со сходными типами магматических пород (или в некоторых случаях отсутствием видимой связи с последними); в) сходными пределами глубин и температур образования (при наличии непрерывных переходов по глубине и температуре образования между отдельными месторождениями внутри формаций); г) сходными чертами промышленной характеристики.

Такое определение Ю.А. Билибиным понятия "рудная формация" полностью соответствует современным представлениям; оно подчеркивает два очень важных обстоятельства: во-первых, месторождения одной рудной формации характеризуются (а следовательно, выделяются) рядом признаков, из которых важное значение имеет сходная тектоно-магматическая обстановка образования; во-вторых, каждая формация имеет свою промышленную характеристику.

Иными словами, рудные месторождения должны объединяться в рудные формации по ряду признаков, причем важнейший из них — формирование близких по минеральному составу месторождений в сходных тектоно-магматических условиях, определяемых единством тектонического режима, существовавшего в конкретном регионе при образовании месторождений.

Именно тот или иной тектонический режим обусловливает появление строго определенных рудных формаций в тех или иных структурах, которые являются или производными этого режима, или более древними, сформированными в предыдущие стадии развития земной коры другими тектоническими режимами. В общем случае мы вправе говорить о непосредственной, генетической связи между определенными тектоническими режимами и определенными рудными формациями, что и позволяет в первую очередь считать правомерным рассмотрен-

ное выше положение о том, что рудные месторождения и их формации являются надежными индикаторами тектонических режимов. Это положение приобретает особое значение в настоящее время, когда стало очевидным, что рудные месторождения, известные в различных структурах земной коры, обязаны своим происхождением не только эволюции этих структур: многие из них связаны с глубинными, мантийными частями планеты и проявляются в структурах земной коры независимо от их развития. При этом устанавливается, что коровые и мантийные месторождения могут формироваться одновременно, будучи совмещенными в пространстве в рудоносных структурах земной коры [25, 26]. Это предъявляет особые требования к более детальному изучению тектонических условий формирования месторождений и установлению принадлежности конкретных месторождений к классу коровых или мантийных рудных образований. Некоторые признаки мантийных месторождений нами были сформулированы ранее [26].

Выделение сообществ рудных месторождений на основе представлений о рудных формациях, когда в основу такого подразделения закладывается прежде всего анализ особенностей тектонического режима, с которым связаны эти месторождения, позволяет наиболее объективно выявить закономерности проявления месторождений в земной коре в пространстве и во времени и относить их к коровым или мантийным образованиям. В связи с изложенным возникает очень важный вопрос: могут ли быть рудные формации конвергентными, как это полагают в последнее время некоторые исследователи [15], т.е. могут ли возникать в различных тектонических условиях сходные рудные формации. По нашим представлениям, такая постановка неправомерна в своей основе, так как одним из главных признаков месторождений одной рудной формации, а следовательно, и рудной формации в целом является сходство рудных образований по условиям тектонического (тектоно-магматического) режима их проявления. Если считать, что сходные (однотипные) рудные формации возникают в существенно различных тектонических условиях и могут быть конвергентными, то теряется смысл выделения рудных формаций, а само понятие "рудная формация" приобретает при этом совершенно иное значение. Поэтому рудные формации в современном понимании этого термина не могут быть конвергентными: это нонсенс, имеющийся фактический материал противоречит этому. Конвергентными образованиями могут быть отдельные сходные по минеральному составу месторождения и рудные тела в пределах разных формаций, возникшие в сходной геологической обстановке и при достаточно сходных физико-химических условиях. Сходство таких рудных образований заключается главным образом в близости минерального состава руд и реже парагенетических ассоциаций, но не тектонических режимов, при которых они возникают. Некоторые рудные формации действительно проявляются в различных типах структурно-формационных и структурно-металлогенических зон земной коры, однако это относится только к формациям мантийных месторождений, которые формируются независимо от эволюции структур земной коры и отчетливо накладываются на них [26]. Однако это совершенно не свидетельствует о том, что рудные формации являются конвергентными образованиями и их конвергентность — отражение одного из наиболее общих законов развития минеральных образований [15, с. 395]. Вопрос о конвергентности рудных формаций не праздный; он тесно связан с решением прикладных задач, в частности с направлением поисковых работ. Это обусловлено тем, что признание возможности существования конвергентных рудных формаций практически исключает из рассмотрения важную проблему промышленной характеристики формаций и использования этого признака при прогнозных исследованиях. Конвергентные формации теоретически должны иметь или одинаковые, или разные промышленные параметры, а если это так, то во втором случае невозможно выделение месторождений наиболее перспективных формаций.

В общем случае рудные формации — это производные тектонических режи-

мов, причем их различные группы и типы проявляются в земной коре всегда в определенных структурах, которые, в свою очередь, также сформированы при этих тектонических режимах. Иными словами, процессы рудообразования и тектонические режимы — это неразрывная диада сложных геологических явлений, не только тесно взаимосвязанных, но и взаимообусловливающих и влияющих друг на друга на всем протяжении геологической эволюции конкретного участка тектоносферы Земли.

## Интерференция тектонических режимов и рудные месторождения

В настоящее время большинством исследователей предполагается, что геологическое и металлогеническое развитие конкретных регионов (крупных участков земной коры) всегда связано с последовательным (реже цикличным) проявлением различных тектонических режимов, формированием тектонических структур и сопряженных с ними эндогенных рудных месторождений. Для континентального блока земной коры в общем случае такая идеализированная схема проявления тектонических режимов и соответствующих им структурных элементов может быть представлена следующим рядом: геосинклинальный режим (геосинклиналь) — орогенный режим (складчатая область)—платформенный режим (платформа)—режим тектоно-магматической активизации (области активизации или дейтерогенеза)—рифтовый режим (континентальные рифтовые зоны)—тафрогенный режим (глубокие прогибы в континентальной коре). Конечно, эта схема отражает только самую общую направленность развития тектонических процессов в континентальном блоке земной коры, схема, которая обычно видоизменяется, детализируется и уточняется в ходе изучения закономерностей размещения рудных месторождений в конкретных провинциях и регионах.

В общем случае последовательное, точнее, последовательно-наложенное проявление геологических процессов (в том числе тектонических режимов при формировании рудных месторождений) в настоящее время считается все еще ведущей формой их развития.

В.В. Белоусов [6] подчеркивает, что унаследованность и наложенность разновременных структур (режимов) представляет собой чрезвычайно интересную, но до сих пор плохо изученную проблему. В еще большей степени не изучены вопросы одновременного развития различных тектонических режимов и рудных процессов, проявляющихся параллельно и синхронно в пределах одних и тех же территорий. Эти вопросы были частично рассмотрены нами ранее в ряде работ при освещении новых проблем рудной геологии, объединяемых еще, может быть, недостаточно аргументированной концепцией нелинейной металлогении [25, 26].

Представления о параллельном, синхронном проявлении тектонических и рудных процессов (режимов) в земной коре основаны на том, что в тектоносфере Земли, имеющей очень сложное и неоднородное строение, одновременно протекает множество различных процессов.

Необходимо отметить, что это положение подчеркивал ранее Е.В. Артюшков [2], указывая на большую сложность и многогранность взаимосвязанных тектонических процессов, протекающих в земной коре и мантии, их взаимообусловленность и тесное взаимодействие. В настоящее время анализ особенностей проявления магматизма во многих регионах [3], а также новые данные об источниках рудного вещества позволяют уже более аргументированно предполагать, что разные магматические очаги и "рудоносные центры" могли функционировать одновременно (параллельно) на различных уровнях тектоносферы в пределах ее разных оболочек. Их развитие связано с разными эндогенными режимами, проявляющимися в земной коре и верхней мантии. Ранее нами уже отмечалось [25, 26], что в земной коре многие тектонические процессы (режимы) проявляются одно-

временно, причем в некоторых регионах они совмещены в пространстве. Наиболее четко такие явления устанавливаются в Тихоокеанском сегменте Земли, в частности в обширной области сочленения широтных структур Монголо-Охотского пояса с меридиональными структурами пацифид. В этой зоне наблюдается практически одновременное формирование мезозойских (позднеюрских) геосинклинальных прогибов, структур тектоно-магматической активизации (юра и мел) в пределах Буреинского массива, Становика и Алданского щита и наложенных окраинно-континентальных вулканических поясов. В Приморье и Приамурье и некоторых районах западного побережья Северной Америки геосинклинальные процессы практически не оторваны от тектоно-магматической активизации и формирования вулканических поясов. По мнению В.В. Белоусова (устное сообщение), на территории Чили геосинклинальный режим одновременен режиму тектоно-магматической активизации и совпадает по площади проявления. Иными словами, в ряде регионов имеет место своеобразная интерференция (сложение) тектонических режимов, которая, правда, фиксируется еще, пожалуй, не всегда достаточными признаками каждого режима. В этих случаях более надежными индикаторами интерференции тектонических режимов являются рудные месторождения, которые образуют так называемые полиформационные рудные районы. Именно в их пределах совместно (параллельно и одновременно) проявляются минеральные образования, характерные для рудных формаций (месторождений), возникающих в связи с разными тектоническими режимами и являющихся их индикаторами. Примеры таких рудных районов были охарактеризованы в ряде работ [9, 10, 26]. По нашим представлениям, открытые в последние годы во многих регионах мира в геосинклинальных толщах осадочно-гидротермальные вольфрамовые, оловянные, молибденовые, золотые, серебряные, сурьмяные, никель-кобальт-арсенидные, флюоритовые и другие месторождения, которые по гамме рудных минералов практически аналогичны известным в областях тектоно-магматической активизации и для которых предполагаются мантийные источники рудного вещества, являются признаками проявления процессов (режима) тектоно-магматической активизации, происходящих в пределах геосинклинальных ванн, т.е. одновременно с геосинклинальным режимом.

Рассматривая в глобальном плане вопрос интерференции тектонических режимов (процессов), в связи с параллельным формированием минеральных месторождений следует отметить, что, как показано нами ранее [25], на современной поверхности земной коры в пределах ее разных тектонических элементов на территории крупных регионов, реже локальных рудоносных площадях устанавливаются три крупные группы минеральных месторождений, которые проявляются параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли, т.е. с различными тектоническими режимами. Наиболее отчетливо выделяются три группы таких месторождений: 1) коровые месторождения, которые связаны с развитием геологических структур земной коры и источниками рудных растворов которых являются коровые магмы; они возникают в условиях геосинклинального и орогенного режимов; 2) мантийные рудные месторождения, источники рудного вещества которых находятся в глубинных, подкоровых зонах и, очевидно, связаны с существованием "рудных" неоднородностей в мантии; эти месторождения характерны для платформенного, тектоно-магматической активизации и рифтового режимов; 3) в достаточной степени условно выделяется группа месторождений, которые формируются одновременно с месторождениями первых двух групп; это месторождения, возникающие из гидротермальных растворов, образующихся в режиме перемещения крупных литосферных плит (блоков) ("блоковые" месторождения).

Генетическая природа месторождений этих групп существенно различна, так же как и закономерности их размещения в структурах земной коры. Существование месторождений этих трех групп отражает в определенной степени и три главных

направления развития тектонических (геологических) процессов в литосфере: 1) в ее верхней оболочке — земной коре; 2) в глубинных частях литосферы; 3) в связи с горизонтальным перемещением ее крупных блоков. Нами не исключается, что перемещения литосферных плит могут быть обусловлены космогенными причинами. При этом при горизонтальном перемещении плит возникают только определенные группы метаморфогенных месторождений, а не вся гамма эндогенных рудных образований, которые, по представлениям сторонников гипотезы тектоники плит, образуются при подползании одной плиты под другую в режиме субдукции.

Здесь уместно привести цитату из работы В.И. Смирнова, так оценившего значение субдукции для процессов рудообразования: "Рассуждения о том, что все разнообразие магматических пород и эндогенных рудных месторождений возможно объяснить исключительно по способу заталкивания океанических плит под континенты, относятся к категории фантастических. Они не должны уводить нас в сторону от анализа реальных геолого-исторических условий развития как магматизма, так и металлогении" [19, с. 25].

Что касается выделения третьей группы, так называемых блоковых месторождений, которые образуются в режиме подвижек крупных блоков (плит) литосферы и их отдельных объемов по горизонтальным границам неоднородных оболочек (зон), то, здесь следует прежде всего напомнить о работе А.В. Пейве [13], который, пожалуй, первый обратил внимание на особую роль гидротермальных растворов в зоне раздела Мохо. Он показал, что в этой зоне происходят мощные гидротермальные процессы, вызывающие интенсивную переработку пород верхней части мантии и мафической нижней части коры.

А.В. Пейве [13] предположил, что вдоль горизонтальных зон смещения крупных геологических масс, в том числе дрейфующих литосферных плит, могут возникать активные гидротермальные потоки, формирующие месторождения путем извлечения рудных компонентов из вмещающих пород. О приуроченности рудных концентраций к зонам разуплотнения и высокой проницаемости на границах геологических неоднородностей свидетельствуют и данные Кольской сверхглубокой скважины, где на глубинах 10—12 км ниже дневной поверхности в областях регрессивного метаморфизма и горизонтальных смещений встречены рудные зоны с низкотемпературной сульфидной минерализацией [8].

Природа перемещения литосферных плит крайне сложна. По мнению Е.В. Артюшкова [2, с. 98], она не может быть объяснена с помощью одного простого принципа, тем более чисто кинематического; он считает, что построения тектоники плит являются только одной из возможных форм объяснения горизонтальных движений земной коры и что возможны другие построения, объясняющие перемещения плит. В этом плане нами не исключается возможность космогенного характера сил, обусловливающих движение литосферных плит. Здесь следует привлечь внимание к интересной работе Ю.Н. Авсюка [1], который показал, что, по данным изучения приливного воздействия Луны и Солнца на нашу планету, проводимого широкой сетью гравиметрических, наклономерных и уровнемерных станций, выявлен ряд особенностей этого силового воздействия и отклика гидросферы земной коры и глубинных частей Земли на него; показано, что внутри Земли происходят крупные перемещения по границам сред, прежде всего ядра Земли и мантии, что, по нашему мнению, может приводить к перемещению литосферных плит. Если это действительно так, то выделение третьей крупной группы минеральных месторождений, первопричина образования которых связана с космогенными явлениями (силами), не так уж и фантастично.

Подразделение рудных месторождений на три указанные группы, в свою очередь, позволяет наметить в развитии рудных процессов в литосфере три генеральных пути (направления), три крупные закономерности, которые в совокупности отражают единство и сложность проявления рудных месторождений в верхней

ее оболочке — земной коре. Первая из них наиболее характерна для коровых месторождений: она отражает последовательное, иногда унаследованное или полицикличное развитие рудных процессов. Подобные явления устанавливаются в геосинклинально-складчатых областях и в чехле платформ.

Вторая общая закономерность в формировании рудных месторождений в структурах земной коры заключается в параллельном (одновременном) проявлении месторождений, имеющих разные источники рудного вещества. Это устанавливается в тех случаях, когда в структурах земной коры одновременно образуются коровые и мантийные месторождения или когда проявляются одновременно разные типы (группы) мантийных месторождений. Кроме того, одновременно с ними могут возникать и "блоковые" месторождения.

Третья важная особенность (закономерность) проявления рудных месторождений в земной коре заключается в широко развитых процессах наложения одних рудоносных структур (и месторождений) на другие. Это особенно четко устанавливается для мантийных рудных образований, которые всегда накладываются по разломам на структурно-металлогенические зоны с коровыми месторождениями.

Таким образом, формирование рудных месторождений в структурах земной коры носит в целом сложный характер, в котором процессы последовательного, параллельного (одновременного) и наложенного их развития тесно переплетаются и определяют практически все разнообразие металлогенических особенностей (закономерностей) рудных месторождений в земной коре. Именно в такой сложности и множественности причин формирования рудных месторождений в земной коре и проявляется в глобальном масштабе нелинейный характер развития рудных процессов и тектонических режимов.

5230

## Значение понятия о тектонических режимах для исследования эндогенного рудообразования и региональной металлогении

Понятие о тектонических режимах само по себе не ново и активно используется в работах по тектонике. Примером этого являются работы В.В. Белоусова [5, 6], создавшего учение об эндогенных режимах. Эти работы широко известны, в них даны определение и признаки эндогенных режимов. Справедливости ради отметим, что в других обобщающих работах по тектонике термины "эндогенный режим", "тектонический режим" практически не используются, хотя при характеристике основных структурных элементов и форм земной коры их авторы рассматривают причины образования этих структур, принципы их выделения и обязательно — тип и особенности геологических формаций, слагающих эти структуры, изучение которых позволяет реконструировать геологические процессы (режимы) прошлого [11, 21]. Поэтому можно считать, что представления о тектонических режимах достаточно прочно вошли в арсенал методических знаний геологической науки. В то же время при изучении процессов эндогенного рудообразования и проблем металлогении представления о тектонических режимах в современном их понимании используются недостаточно, что приводит к неполному, суженному анализу многих геологических явлений.

В общем случае, как отмечалось выше, нами под тектоническим режимом понимается сложный комплекс геологических явлений, находящих отражение в различных структурах и геологических формациях, расшифровка генетической природы которых ведет к реконструкции конкретных палеоусловий геологического и тектонического развития конкретной призмы тектоносферы (в плане — конкретного региона или района) во всем ее разрезе от поверхности Земли до ее ядра [5, 6]. Иными словами, понятие "тектонический режим" аккумулирует представление о характере развития комплекса геологических процессов в опре-

деленном объеме литосферы с учетом взаимосвязи процессов, происходящих в земной коре и мантии.

В.В. Белоусов [5, 6] первым предложил для характеристики совокупности таких процессов термин "эндогенный режим", однако, по нашему мнению, применение термина "тектонический режим" более предпочтительно, так как именно характер тектонических явлений (режимов, процессов) определяет, в сущности, весь ход развития конкретной территории, формирование структур и геологических формаций (осадочных, магматических, метаморфических, рудных) в их пределах. Изучая разные геологические формации, их строение и вещество, мы восстанавливаем обстановки прошлых эпох и приходим к представлениям о характере тектонических режимов далекого прошлого. В этом анализе особенно сложен и неоднозначен вопрос о состоянии глубинных частей тектоносферы в прошлом и правомерности прямых сопоставлений современных данных о составе и строении глубинных частей земной коры и мантии с их состоянием в более древние периоды развития Земли.

Тем не менее даже при таких "неопределенностях" в анализе тектонических режимов прошлого введение этого понятия в предлагаемом виде в рудную геологию и металлогению открывает новые реальные возможности для более глубокого познания особенностей рудообразования и выявления новых закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Остановимся на рассмотрении этих вопросов. Прежде всего отметим, что в настоящее время одной из важных задач рудной геологии стало познание глубинных условий образования эндогенных месторождений, установление их отношений с глубинными частями тектоносферы. В связи с этим В.И. Смирнов подчеркивал, что в последние годы резко увеличилась информация о глубинных оболочках Земли, которую необходимо учитывать при расшифровке условий образования эндогенных руд, включая в орбиту анализа данные о верхней мантии.

Действительно, в последние годы уже достаточно однозначно установлено, что многие рудные месторождения имеют мантийные источники рудного вещества, что верхняя мантия рудоносна и в ней фиксируются так называемые эмбриональные месторождения [26]. Эти выводы основаны на изучении не только самих месторождений, но в значительной степени и тектонической обстановки проявления месторождений, познании характера строения тектоносферы и реконструкции конкретных тектонических режимов, существовавших в момент проявления рудообразования. Во многих случаях исследование тектонических особенностей проявления месторождений, а в широком плане — тектонических режимов их образования позволяет устанавливать мантийную природу источников рудного вещества. Как пример отметим оловорудные месторождения Дальнего Востока и Приморья, для которых характерна тесная связь с глубинными разломами и локализация над валообразными поднятиями мантии (Кавалеровский район Приморья; Комсомольский район Хабаровского края). Многие другие признаки этих месторождений также указывают на подкоровые источники рудного вещества; среди них интересная особенность некоторых месторождений — систематическое проявление в рудах необычной ассоциации элементов Sn + Cr + Ti + Co + Ni, а также присутствие в рудах хромита, в том числе в виде минералов-узников в касситерите, а также ильменита и рутила.

Для этих месторождений характерно формирование в условиях крупных глубинных зон рудоконцентрирующих разломов, секущих складчатые структуры в режиме тектоно-магматической активизации блоков консолидированного субстрата.

Большое значение в настоящее время приобретает установление вертикальной протяженности эндогенных рудных систем, что опять-таки связано с познанием тектонического режима, в условиях которого формируются месторождения [7]. Для месторождений разных тектонических режимов различна и вертикальная протяженность рудных систем и отдельных рудных тел. Это особенно показа-

тельно для оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождений, формирующихся при геосинклинальном режиме, с одной стороны, и режиме тектоно-магматической активизации — с другой. Первые месторождения представляют собой ограниченные по вертикали рудные системы, где рудные тела прослеживаются на глубину не более 50—100 м, тогда как молибденовые, оловянные и вольфрамовые месторождения областей тектоно-магматической активизации — это крупные рудные объекты, отдельные рудные тела которых прослеживаются на 1 км и более по вертикали. Рудные колонны в таких случаях достигают 10 км (Джидинское месторождение в Забайкалье [7]). Американские геологи для эпитермальных золото-медных месторождений восточной части плато Колорадо, возникающих в связи с кислыми вулканами в режиме тектоно-магматической активизации докембрийских структур, предполагают вертикальный размах гидротермальной рудоносной системы до 15 км.

Новые данные об известных молибденовых месторождениях Клаймакс и Гиндерсон свидетельствуют об их протяженности на глубину нескольких километров [28]. Для этих месторождений также характерно формирование в условиях режима тектоно-магматической активизации. Эти данные в совокупности имеют важное значение для направления поисковых и разведочных работ, в частности для открытия месторождений в породах фундамента в случае их локализации в континентальных вулканических комплексах, перекрывающих более древний субстрат.

Еще недостаточно ясны все аспекты применения понятия о тектонических режимах к генетическим вопросам эндогенного рудообразования. Видимо, тектонический режим сказывается и на "тонких" особенностях формирования месторождений. Так, например, те же молибденовые и оловянные месторождения, возникающие в условиях геосинклинального режима, образуются в одну-две стадии минерализации, тогда как месторождения этих металлов, но связанные с режимом тектонической активизации, всегда многостадийны и характеризуются сложностью минеральных ассоциаций.

Во всяком случае, в настоящее время очевидно, что определенные тектонические режимы накладывают и характерные "отпечатки" на все особенности рудных процессов вплоть до текстур и структур руд и тонких парагенезисов элементов и минералов. Отсюда следует один важный и совсем не парадоксальный вывод, как это может показаться иному читателю: изучая текстуры и структуры руд и выявляя "экзотические" ассоциации минералов в рудах (хромит + касситерит; шеелит + киноварь; флюорит + золото и др.), мы можем достаточно определенно судить о тектонических режимах, при которых образовалось месторождение и которые развиты в том или ином регионе. Эти вопросы на примере месторождений Дальнего Востока частично отражены в работе [20]. Во всяком случае, текстуры руд содержат надежную информацию о формационной принадлежности месторождений, анализ которой открывает пути к пониманию особенностей не только тектонической обстановки, но и тектонического режима формирования тех или иных рудных концентраций.

При металлогенических исследованиях изучение тектонических режимов развития конкретного региона и их связей с особенностями размещения и формирования рудных месторождений имеет совершенно особое значение. Это положение, казалось бы, является совершенно очевидным, но в практике работ по выявлению закономерностей размещения рудных образований понятие "тектонический режим" часто подменяется представлениями о тектоническом положении месторождений, их приуроченности к локальным структурам и даже геологическим или тектоническим условиям залегания месторождений, что, конечно, не адекватно. Только вкладывая в понятие "тектонический режим" широкий смысл, о котором говорилось выше, можно в полной мере расшифровать региональные особенности размещения месторождений в пространстве и во времени, понять характер конкретных

структур и геологических формаций, непосредственно связанных с оруденением и определяющих его появление в земной коре. При этом должны учитываться все особенности вертикального строения тектоносферы и ее различных оболочек. Так, например, при изучении металлогении Западного Забайкалья устанавливается определенное значение для локализации рудных районов многочисленных неоднородностей в пределах гранитного слоя, где выделяются блоки разуплотненной коры. В Южном Китае в провинции Фудзян мантийные рудоносные граниты приурочены к зонам разлома, которые расположены на гребне мантийного поднятия.

В целом для рудных месторождений режима тектоно-магматической активизации намечается достаточно закономерная связь с поднятиями мантии. Это типично для Приморья, Дальнего Востока, Китая, Скалистых гор и плато Колорадо [25]. Характер глубинного строения рудных районов в этих регионах достаточно сходен и, очевидно, практически не меняется в последующие этапы их развития. Если это действительно так, то данный вывод имеет практическое значение.

Несомненно и другое, что при региональных металлогенических исследованиях познание тектонических режимов путем изучения различных геологических формаций как показателей определенных геологических процессов является одним из наиболее объективных и эффективных методов выявления общих закономерностей размещения рудных месторождений. Причем эти исследования, охватывая широкий круг вопросов, всегда должны быть комплексными и учитывать всю геологическую и геофизическую информацию по конкретному региону.

## Выводы

1. Изучение взаимосвязей тектонических режимов с рудными месторождениями — важное направление современных тектонических и металлогенических исследований. Оно имеет большое теоретическое и прикладное значение.

2. Среди первоочередных проблем этого направления намечены три главные: рудные месторождения—индикаторы тектонических процессов; рудные формации и тектонические режимы; интерференция тектонических режимов и рудные месторождения.

Рудные месторождения—индикаторы тектонических режимов. Эта проблема приобретает в настоящее время первостепенное значение. Она требует широкого подхода к изучению рудных месторождений с целью выявления наиболее типичных их групп, характеризующих определенные режимы и отличающихся наиболее контрастными признаками.

Рудные формации и тектонические режимы. Эта группа вопросов неразрывно связана с предыдущей проблемой, но включает более детальное и всестороннее изучение "тонких" особенностей месторождений (структур и текстур руд, минеральных ассоциаций парагенезисов элементов, геохимии руд и т.д.) с целью разработки надежных признаков—индикаторов месторождений конкретных рудных формаций, в особенности характеризующихся сходным набором главных промышленных элементов (минералов). Необходимо создание современной классификации рудных (эндогенных) месторождений на формационной основе с использованием их принадлежности к определенному тектоническому режиму как одного из главных классификационных признаков.

Интерференция тектонических режимов и рудные месторождения. Это прежде всего тектоническая проблема, которой не уделяется должного внимания. Различные геосферы Земли "живут своей жизнью", порождая разные тектонические режимы, которые в ряде случаев (в ряде регионов) могут проявляться одновременно (параллельно), образуя усложненные (сдвоенные, возможно, строенные) режимы. Например, геосинклинальные и платформенные режимы могут существовать одновременно (на одной площади) с режимом тектоно-магматической акти-

визации. Не исключено, что одновременно с ними может происходить в пределах одного региона перемещение крупных блоков, вызванное космогенными (или иными) процессами. Как влияют разные режимы друг на друга при одновременном проявлении? Только ли развитие полиформационных рудных районов характеризуют такие регионы, и какие другие тектонические и металлогенические особенности им свойственны? Это только некоторая часть вопросов, которые встают перед этой проблемой с металлогенических позиций. Возможно, специалисты в области тектоники будут отрицать правомерность постановки вопросов об интерференции тектонических режимов. Однако изучение рудных процессов в земной коре свидетельствует об обратном. Множественный характер развития процессов рудообразования, обусловленных различными причинами, в том числе тектоническими режимами, проявление месторождений разных генетических классов в земной коре одновременно (синхронно) на локальных площадях [9] указывают на то, что и тектонические режимы, связанные с развитием разных энергетических очагов, действующих на уровне различных геосфер, также должны проявляться практически одновременно, влияя друг на друга. Расшифровка этих тектонических явлений — сложная задача будущих исследований.

3. На постановку и рассмотрение вопросов, составляющих содержание этой работы, несомненно, оказали влияние исследования В.И. Смирнова — выдающегося представителя советской геологической школы, вся научная деятельность которого была связана с проблемами рудной геологии и металлогении и который умело сочетал изучение глубоких теоретических вопросов с решением прикладных задач. Эта сторона научной деятельности В.И. Смирнова — яркая страница его творчества, позволившая ему внести в отечественную науку очень крупный, еще в полной мере не оцененный современниками вклад.

## Литература


1. *Авсюк Ю.Н.* Движения в ядре Земли и их связь с наблюдаемыми на поверхности явлениями: Автореф. дис. ... д-ра физ.-тех. наук. М., 1988. 24 с.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 38 с.
3. *Баскина В.А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
4. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия. 1972. N 12. С. 1515—1540.
5. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
6. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
7. Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. 272 с.
8. *Казанский В.И.* Глубинное строение литосферы и рудообразование // Глубинное исследование недр в СССР.: Докл. XXVIII Междунар. геол. конгр. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 61—71.
9. *Комаров П.В., Комарова Г.Н.* Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. М.: Наука, 1986. 176 с.
10. *Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 216 с.
11. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
12. *Кузнецов В.А.* Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. N 6. С. 5—14.
13. *Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7—13.
14. Рудные и рудоносные формации. М.: Недра, 1983. 174 с.
15. Рудоносность и геологические формации структур земной коры // К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий и др. Л.: Недра, 1981. 433 с.
16. *Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 5. С. 17—81.
17. *Смирнов В.И.* Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
18. *Смирнов В.И.* Металлогения тектонических зон геосинклиналей // Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965. С. 26—44.
19. *Смирнов В.И.* Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1977. N 5. С. 14—26.
20. Текстуры руд Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.
21. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
22. *Херасков Н.П.* Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 14—91.
23. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
24. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.

25. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Л.: Недра, 1987. 232 с.
26. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
27. *Alstine R.E.* Continental rifts and lineaments associated with Major Fluorspar districts // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 6. P. 977—987.
28. *Geraghty E.P., Carten R.B., Walker B.M.* Tilting of Urad-Henderson and Climax porphyry molybdenum systems, Central Colorado, as related to northern Rio Grande rift tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100, N 11. P. 1780—1786.
29. *Kytina I., Hildenbrand T.* Ore deposits of Western United States in relation to mass distribution in the crust and mantle // Ibid. 1987. Vol. 99. P. 30—41.

УДК 551.24:553.078

*Г.Н. Щерба*

# Земная кора и металлогения

Геологическими, геофизическими исследованиями, глубоким бурением установлено, что земная кора (ЗК) континентов и океанов имеет мозаично-блоковое многослойное строение, состоит из более устойчивых жестких фрагментов (щиты, плиты, срединные массивы, шельфы, океанские плато), скрепленных более мобильными и сложно построенными магматогенно-складчатыми поясами, образовавшимися на месте трещиноватых зон деструкций глубинных подвижных зон, на границах континент—океан. Будучи вместилищем минерального сырья и средой обитания, ЗК постоянно привлекает внимание исследователей. Пока нет строго аргументированной модели ее глубинного строения, однако уже сейчас вполне определенно вырисовывается влияние строения ЗК на размещение и состав рудных месторождений. Внимание этой проблеме уделял и академик Владимир Иванович Смирнов.

С именем и деятельностью В.И. Смирнова связана целая эпоха в развитии отечественной металлогении и рудообразования. Свидетельством этого являются учебники по геологии полезных ископаемых, сводки по генезису эндогенных месторождений, металлогенические и прогнозные карты, крупные монографии по металлогении регионов, развитие идей о полицикличности металлогении и ее эволюции, вулканогенном рудообразовании, понятиях конвергентности, полигенности и полихронности [1, 6, 8 и др.].

Вокруг лидера в науке объединилась группа коллег и ученых — С.Н. Иванов, В.И. Казанский, А.И. Кривцов, В.А. Кузнецов, Н.П. Лаверов, И.Г. Магакьян, Л.Н. Овчинников, Е.А. Радкевич, Д.В. Рундквист, Н.С. Скрипченко, Г.А. Твалчрелидзе, Н.А. Шило, А.Д. Щеглов, Г.Ф. Яковлев и многие, многие другие последователи и ученики из научных учреждений и геологоразведочных партий. Общими усилиями данный важнейший раздел геологии в нашей стране достиг высокого уровня. Этому способствовали организованные В.И. Смирновым регулярные Всесоюзные металлогенические совещания (1958—1987 гг.) по ключевым проблемам в разных регионах страны. Не менее важной их целью было привлечение для участия со своими материалами местных исследователей, во многом обогащавших фактографическую базу металлогении конкретных районов.

Наша наука должна развивать прогрессивные идеи, заложенные в трудах В.И. Смирнова, к чему побуждают успехи планетологии, геофизики, петрологии, изотопной геохимии, новые идеи в геотектонике. Имея в виду будущее нашей металлогении, быть может, следует обсудить некоторые важные направления в изучении геодинамики, развития земной коры, полицикличности металлогении, источников рудного вещества, прогнозировании оруденения.

**Геодинамика.** Создание самой ЗК — вместилища руд, развитие процессов, влияющих на металлогению, определяются геодинамикой. Предполагается, что

первоначальным веществом протокоры были глобальные выплавки базальтоидного вещества, покрывшие тонким панцирем поверхность планеты. Затем происходило многократное его наращивание и переработка в условиях мощных тепломассопотоков из мантии вдоль расколов, высоких давлений и температур катархея, приведших к формированию гранулито-гнейсовых фундаментов материков.

Острые дискуссии между сторонниками фиксизма и мобилизма, их аргументы, успехи в изучении геологии океанов и континентов, данные геофизики, появившиеся возможности замеров скоростей латеральных перемещений блоков, — все это убеждает в необходимости признания многих важных положений мобилизма, в том числе спрединга, рифтогенеза и подвижности блоков—плит ЗК, включая их относительные перемещения по разноуровенным субгоризонтальным поверхностям (умеренный мобилизм). Факты побуждают к отказу от фиксизма при сохранении всего положительного, что дало изучение геологических явлений в статике, признанию неоднородности тектоносферы, наличия разных по размерам блоков, плит, мозаичности литосферы. С последовательным развитием событий в течение геотектонического цикла, начиная от рифтогенеза (растяжение) и кончая замыканием, коллизией (сжатие), формированием новой ЗК, эволюционируют магматизм, седиментация, структурообразование, сопровождаемые специфическими металлогеническими процессами. Итак, с каждым очередным геотектоническим циклом периодически проявляется металлогенический цикл со своими эпохами рудообразования, что отмечено В.И. Смирновым как полицикличность металлогении геосинклиналей еще в 1968 г. [1, 8, 12].

Нами в ряде работ начиная с 1970 г. развивается гипотеза ступенчатого полициклического развития ЗК под влиянием глубинных подвижных зон. Причиной геодинамики считается взаимодействие внешних космических (гравитационные приращения на солнечной орбите в условиях ротации) и внутрипланетных сил (дифференциация, тепловая неоднородность, гетерогенность и др.), реализуемое в виде инерционного волнового механизма, определившего периодичность циклов, чередование напряжений растяжения—сжатия, изменение фигуры геоида, перемещение оси вращения Земли, плит, блоков, возникновение коллизии, поддвигов, обдукции при ограниченности субдукции. Субгоризонтальное перемещение плит допускается по многим поверхностям как в полиастеносфере, так и внутри ЗК в зонах сжатия, разломов, рифтогенеза, раздвигов — в областях растяжения [10—12 и др.]. Возникает предположение об аллохтонности и чешуйчатом строении не только многих складчатых поясов, но и расслоенной ЗК в целом.

Следовательно, ЗК рассматривается как гетерогенная расслоенная подвижная система с периодически усиливающейся активизацией тангенциальных перемещений блоков между чередующимися и сдвигающимися антиподальными областями сжатия и растяжения геоида. Иллюстрацией этого служат современная геодинамика Средиземноморского альпийского пояса с фронтальной зоной сейсмичности (в частности, Гималайско-Тяньшаньский "вал деформации"), срединно-океанические рифты, движения и процессы на границах континент—океан. Близкие идеи недавно высказали В.П. Гаврилов, В.Э. Волк, А.Г. Волчков, А.И. Добролюбов, В.А. Киркинский, И.Ф. Мигачев, И.А. Резанов, А.В. Чекунов и др.

Современные представления показывают сложность геодинамики, но в то же время открывают широкие возможности для углубления понимания и реконструкции большого разнообразия обстановок рудообразования даже тогда, когда причинность подвижности блоков ЗК остается пока невыясненной (конвекция, термическая конвекция, гравитационная неуравновешенность, фазовые превращения, субдукция, астенолиты либо возможный инерционный волновой механизм).

**Развитие земной коры.** Гипотеза последовательного ступенчатого развития ЗК под влиянием ритмически сменяющихся десятков геотектонических циклов нашла поддержку у В.И. Смирнова [10, с. 6], которая позволила углублять и развивать гипотезу, применять ее положения в течение последних десятилетий

в практике комплексных исследований основных горнорудных регионов Казахстана, выполнить на новой основе его металлогеническое районирование, выделить металлогенические провинции и пояса [5].

Формирование коры в условиях постоянно действующих перемещений планеты на орбитах и гравитации, меняющихся температур, давлений, напряжений и мощности геодинамических импульсов, исходной гетерогенности "слоев" планеты, естественно, отразилось и на структуре ЗК в виде неоднородности дифференциатов верхней мантии, неодинаковой степени упорядочения, метаморфизма при грубослоевом размещении последовательных новообразований. Поскольку в верхней оболочке, в тектоносфере, реализовались наибольшие по амплитуде латеральные перемещения и деформации, то кора приобрела неоднородный слоисто-блоковый раздвигово-скученный, мозаичный характер, выраженный в распределении континентов и океанов, а также в рельефе поверхности, наличии антиподальности, в разных мощности и возрасте отдельных блоков и пластин [9—11].

Полицикличность геотектоники и формирования ЗК прослеживается начиная с довольно ранних этапов эволюции Земли — чередования деструктивно-конструктивных преобразований; серии геологических формаций, сохранившиеся после периода кратерирования "лунной стадии" (3,9 млрд лет) в виде зеленокаменных поясов, зон магматизма и метаморфизма. Поскольку активные процессы охватывали последовательно отдельные сегменты планеты, то полная картина эволюции коры, периодичности восстанавливается при сопоставлении хронологии процессов на всех континентах и океанах.

В наиболее мобильных участках ЗК, вдоль глубинных подвижных зон, происходили регенерация и новообразования вещества и за каждый очередной геотектонический цикл ЗК в своем развитии переходила на новый вещественный и структурный уровень, новую ступень, произошло наслоение нового структурного этажа (рис. 1), формировались основные элементы структуры ЗК континентов и океанов — геотектоногены линейного и каркасного типов, имеющие моно- или чаще полициклическую трехстадийную природу [10, 11]. Земная кора континентов достигла мощности 35—45 км. Только в орогенных областях в силу скучивания и пакетирования пластин ее мощность возросла до 55—70 км. Вещество магматитов ранних стадий циклов, как известно, чаще базальтоидное, средних — андезитоидное, поздних — гранитоидное. От цикла к циклу отмечаются сдвиги в сторону сиалитизации ЗК. Магматизм активизировался за счет накопления тепла при сжатии и понижении температуры плавления при последующей декомпрессии.

Продолжающаяся дифференциация вещества мантии, постоянный тепломассопоток из недр охлаждающейся планеты, усиливающийся вдоль глубинных разломов, границ блоков, способствовал регенерации, а также приращению либо коррозии ЗК при магматизме, а также геохимическому рафинированию нижних ее частей. В этом отношении ЗК рассматривается и как фильтрующаяся среда.

Под колонной преобразования ЗК понимается вся совокупность этих сложных процессов, определяющих ход геологического развития и выраженных в строении, мощности, составе и степени преобразования ее породных "слоев" сложного состава и строения. Новообразованная кора, вероятно, включает и регенерированные фрагменты базальтоидной протокоры.

Естественно, что циклически-ступенчатой эволюции вещества ЗК подчиняется и металлогения, носящая в общем циклически-последовательный стиль со сменой сидерофильных элементов через халькофильные к литофильным, но с повторением этой эволюции в каждом металлогеническом цикле. Один из примеров последовательного развития металлогении по эпохам в рудных поясах с симметричной зональностью представлен на рис. 2.

**Источники рудного вещества.** В эту проблему внес также свой вклад В.И. Смирнов, выделив три группы источников: подкоровые, коровые ассимиляционные,

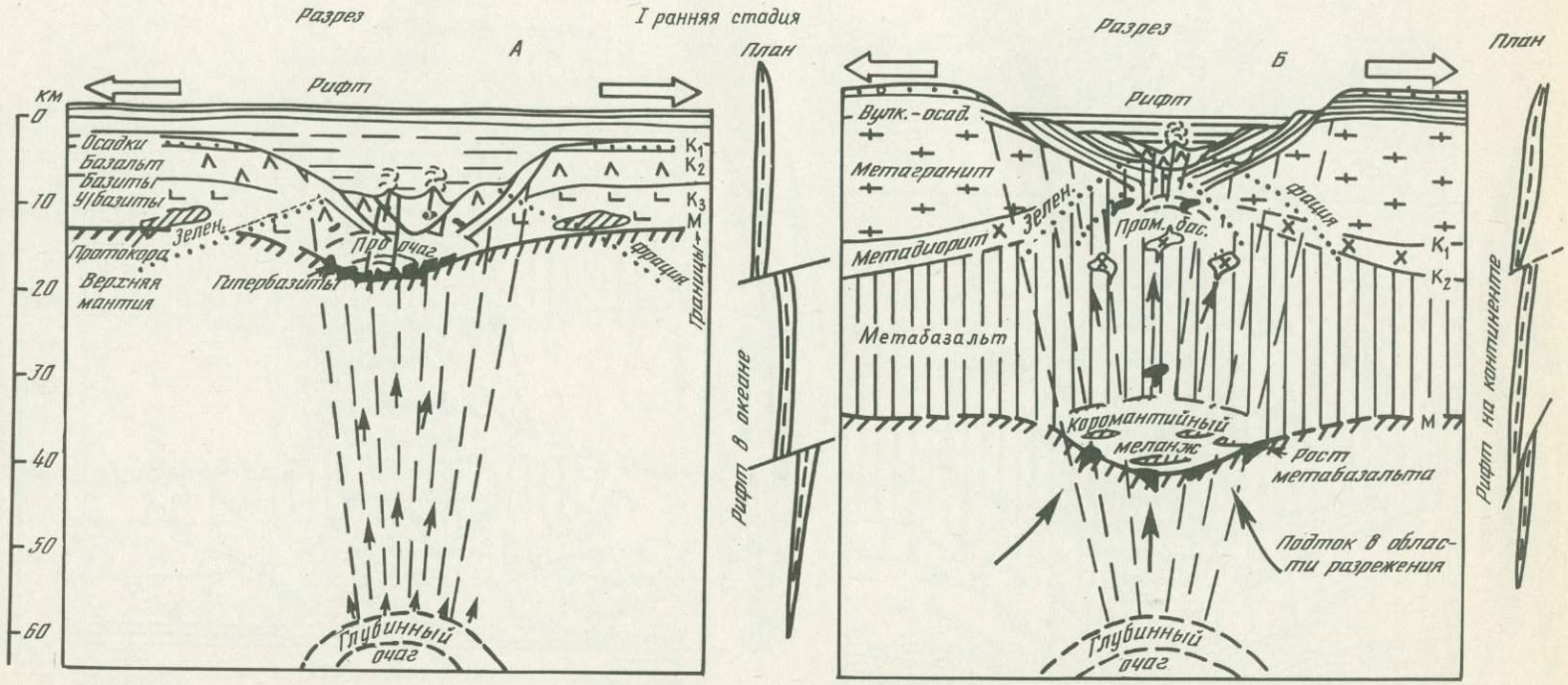



*Рис. 1.* **Последовательность образования линейного геотектоногена в земной коре в течение одного геотектонического цикла**

*А* — в океанической коре; *Б* — в коре континентов; фации: *Амф.* — амфиболитовая, *Зелен.* — зеленосланцевая, *Гранул.* — гранулитовая, *Эклог.* — эклогитовая

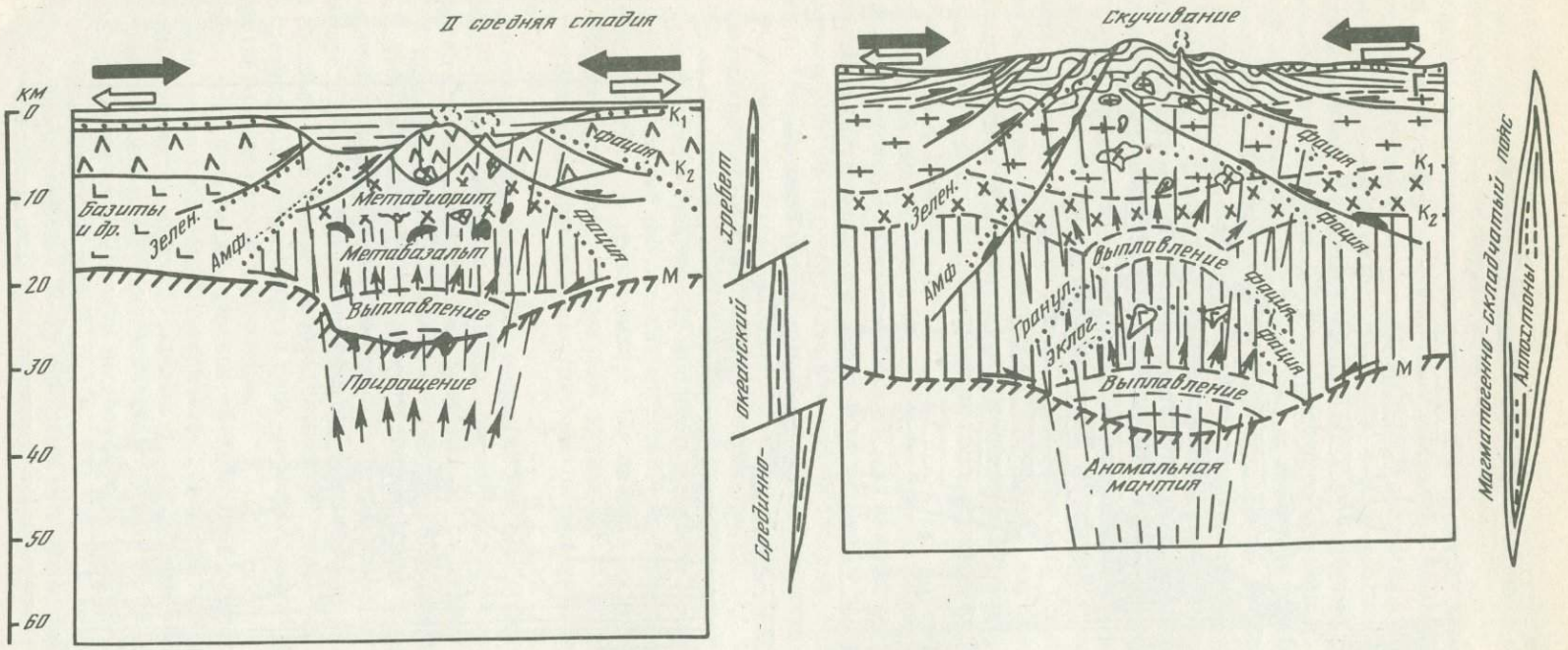



*Рис. 1.* (продолжение)

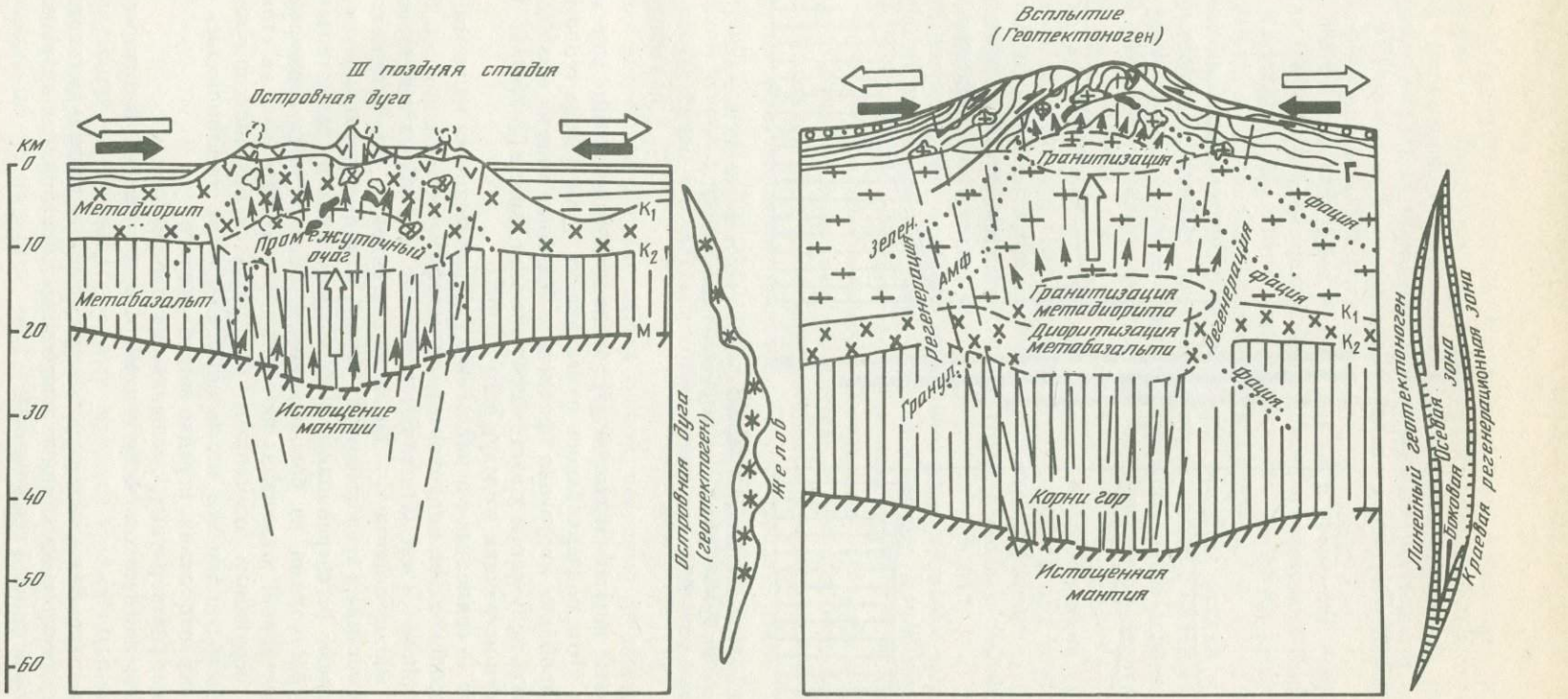



*Рис. 1* (окончание)

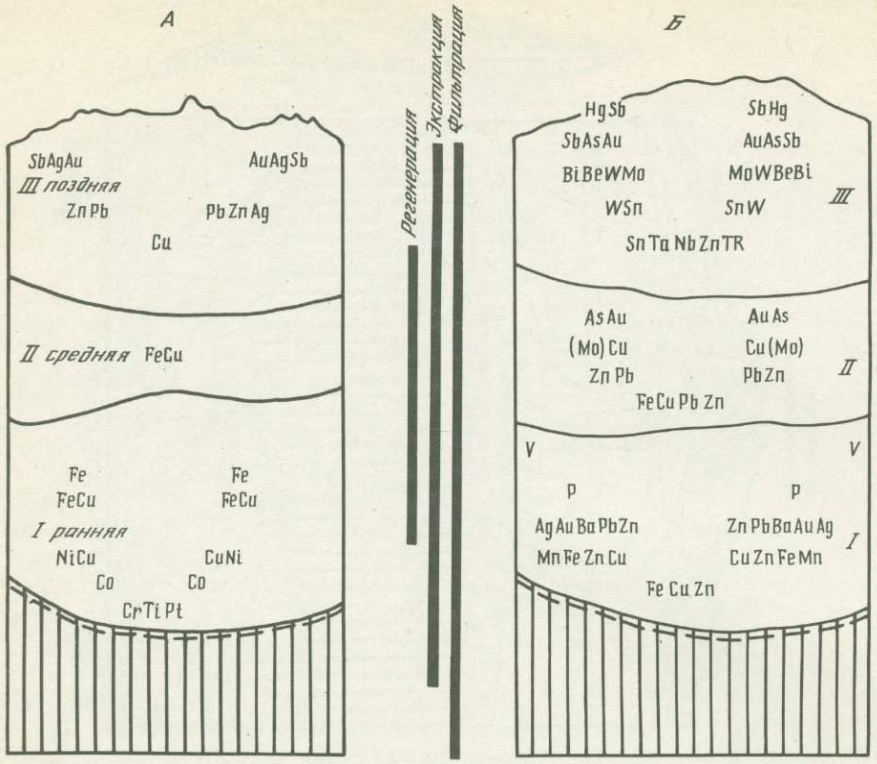



*Рис. 2.* **Схема последовательного развития обычных рядов рудных формаций по эпохам (*I—III*) металлогенического цикла в рудных поясах с симметричной зональностью**

*А* — в океанической коре; *Б* — в коре континентов

инфильтрационные внемагматические [7], добавив позднее к ним еще комбинированные. При этом подчеркивалось изменение их роли в ходе геологического развития. Эта проблема постоянно привлекает внимание многих исследователей. Если суммировать полученные к настоящему времени данные [2—4, 9, 11, 12 и др.], то можно отнести источники к следующим группам.

1. Мантийные — связанные с основными и ультраосновными магмами, мантийными тепломассопотоками, подкоровым метаморфизмом.

2. Коромантийные — магматогенные (смешение мантийных и коровых магм).

3. Коровые магматогенные — очаги палингенной и анатектической магм изменяющегося состава в зависимости от уровня и среды генерации магм.

4. Внутрикоровые регенерационные и фильтрационные — заимствование рудного вещества растворами из боковых пород, обогащенных горизонтов (различные типы растворов); отложения на геохимических барьерах, на стратоуровнях благодаря первичным экзогенным, биогенным и вулканогенно-осадочным процессам. В последующем эти аномальные концентрации становились основой регенерации и переотложения, нередко многократного.

5. Космогенные (метеоритные, смешанные астроблемные).

6. Экзогенные (химического и физического выветривания, биогенные, гидрогенные, техногенные).

7. Смешанные (комбинированные) — при участии нескольких источников.

Как видно из перечня, эндогенные очаги и часть экзогенных активизируются под влиянием нарастающей геодинамики.

Геохимическая гетерогенность верхней мантии определяет и повышенную концентрацию в ее продуктах (т.е. породах ЗК) определенных элементов или их ассоциаций. Последующая неоднократная регенерация, промывка (рафинирование) обогащенных металлами пород просачивающимися растворами приводит к накоплению руд на горизонтах распада флюидов в вулканогенно-осадочном слое в соответствии с принципом неравновесности.

Геохимическая специализация рудных поясов и провинций особенно наглядна в сегментах глобального Тихоокеанского пояса (меденосность Кордильер, оловоносность Индокитая—Малайзии, сереброносность Анд и др., меденосность провинций Африки, мозаичная металлоносность Евразии).

**Систематика месторождений.** Безусловно, имеются успехи в установлении генезиса большинства рудных месторождений, их связей с материнскими геологическими формациями, эволюции рудообразования, воссоздании условий с построением моделей типовых объектов. Такое направление заслуживает всемерного развития.

В то же время обилие систематик рудных месторождений (формационные, минеральные, элементные, генетические, структурные и др.) отражает подходы их авторов, раскрывая сложные процессы концентрации вещества, но одновременно осложняя идентификацию объектов, которые в разных классификациях оказываются в неодинаковых позициях.

Конечно, каждое месторождение уникально, однако близкие условия формирования, вещественный состав, связь с геологическими формациями позволяют объединять их в соответствующие формационные группы. В.И. Смирнов [1,6,8] обращал внимание на необходимость построения классификаций на основе главных признаков — вещественного состава и условий образования и на то, чтобы классификации были простыми, удобными для практического использования. Судя по намечающейся тенденции, целесообразно иметь две категории классификаций рудных месторождений: общую — формационную на вещественно-геологической основе и частные — для отдельных элементов и их групп с более дробным расчленением и с учетом специфических для каждого металла второстепенных признаков.

Учитывая возросший уровень наших знаний, основные группы рудных месторождений можно было бы упорядочить следующим образом.

| Класс | Подкласс |
|---|---|
| I класс **Мантийный** | Магматический |
| | Магматогенный |
| | Метаморфогенный |
| | Флюидный |
| II класс **Коромантийный** | Магматогенный |
| III класс **Коровый** | Магматогенный |
| | Метаморфогенный |
| | Фильтрационный |
| | Регенерационный |
| | Полигенный |
| IV класс **Экзогенный** | Гидрогенный |
| | Кор выветривания |
| | Осадочный |
| | Хемогенный |
| | Кластогенный |
| | Биогенный |
| | Техногенный |

Далее в характеристике должны быть отражены геотектоническая позиция, группы формаций по рудообразующему процессу (эпимагматические, пегматитовые, скарновые, грейзеновые, березитовые, пропилитовые, гиповулканогенные, вулканогенно-осадочные и др.), собственно вещественные формации (пометальные, минеральные по типовым объектам), формы рудных тел, родственные

геологические формации. Метаморфизованные месторождения выделяются в группы в своем первичном подклассе.

Частные поэлементные систематики, помимо указанного выше, дополняются данными об околорудных изменениях, минеральных парагенезисах, типоморфизме, *P–T* параметрах, возрасте, зональности, оценками масштабов оруденения и другими специфическими для данного ископаемого чертами, поисковыми критериями.

При изучении рудных месторождений прогрессивным было выделение типовых объектов. Таковыми в Казахстане стали хромитовые месторождения кемпирсайского типа, железорудные — тургайского, колчеданно-полиметаллические — алтайского, барит-свинцово-цинковые — каратауского, железо-марганцевые и свинцово-цинковые — атасуйского, молибден-вольфрамовые — акчатауского, кайрактинского и другие хорошо изученные, явившиеся эталонными представителями соответствующих формаций. Судя по литературе, подобный подход получил широкое распространение, позволил перенести этот принцип и на другие районы и включить типовые объекты как представительные во многие систематики, что предметно подкрепляло обоснованность выделения той или иной формации и давало более полное представление о ее существе [3—5,12 и др.].

**Прогнозы.** Конечная цель металлогении — понимание истории, условий формирования и закономерностей размещения полезных ископаемых в ЗК. Потребность современного периода — количественная оценка прогнозных минеральных ресурсов в недрах горнорудных регионов страны, требующая возрастающего уровня знаний всего хода их геологического развития, условий образования рудовмещающих структур, представлений об источниках рудного вещества, механизмах и времени его накопления, поисковых признаках и, кроме того, количественных параметров систем, участвующих в рудонакоплении. В этом отношении полезно предварительное построение геолого-генетических моделей.

Необходимо совершенствование неотектонических концепций, максимально приближающихся к реальному механизму формирования изучаемых конкретных геологических сооружений, их архитектуры, поисковых критериев и признаков, размеров геологических тел и размещения в них минеральных месторождений с целью усовершенствования и удешевления поисков и разведок месторождений.

Сделанная нами попытка таких реконструкций для каркасных и линейных геотектоногенов Казахстана хотя и привела к положительному результату (монографии по Успенскому, Чу-Илийскому и другим рудным поясам и провинциям, последующее выявление новых запасов и объектов), но все же требует дальнейшего совершенствования, перехода на более крупные масштабы для рудных узлов и полей, подкрепления более точными геофизическими, изотопно-хронологическими, баротермогеохимическими данными и доведения построений до уровня моделей.

Наряду со стратиформным оруденением, вписывающимся в соответствующие хронологические уровни и конформно залегающим в деформационных структурах соответствующих ярусов и этажей, часто присутствует и разновременное секущее, сквозное оруденение, связанное с транскоровым магматизмом, глубинными тепломассопотоками. Периодичность и многообразие механизмов рудообразования делают прогнозы наиболее трудной и ответственной задачей, требующей всестороннего комплексного подхода, суммы знаний и высокой квалификации исполнителей.

Особые проблемы в этом направлении: 1) совершенствование методов обнаружения скрытых рудных месторождений до глубин 1—1,5 км; 2) выявление новых типов промышленных месторождений, особенно редких элементов и редких земель, с учетом данных мирового опыта и многоступенчатого характера процессов концентрации рудного вещества; 3) широкое использование прецизионных методов исследования вещества и разработка экологически чистых технологий добычи и переработки минерального сырья.

Анализируя научную литературу, нельзя не согласиться с А.Д. Щегловым, написавшим: "Верхоглядство в науке запрещено. И это особенно в геологии относится к металлогеническим проблемам, которыми часто занимаются не подготовленные к их решению специалисты" [9, с.194].

Против профанации в металлогении и рудообразовании неоднократно выступал В.И. Смирнов; одновременно он всегда поддерживал новые идеи и построения, если они находились на достаточно высоком уровне знаний и подкреплялись новыми научными фактами и наблюдениями, ибо без этого невозможно развитие.

В ряде публикаций рассматриваются пути развития металлогении, ее теоретической основы, расширения использования достижений науки для оптимизации поисково-разведочных работ [3, 5, 9 и др.]. Со многими высказываемыми соображениями следует согласиться. Вызывают опасение лишь наблюдаемые тенденции монополизации научной мысли. Нужно учитывать новые идеи, разрабатываемые не только в центральных, но и в периферийных научных коллективах.

Таковы некоторые выводы и соображения, заслуживающие, как нам кажется, внимания и обсуждения.

Большое наследие, оставленное В.И. Смирновым, налагает на нас ответственность в выборе дальнейшего прогрессивного приоритетного направления развития металлогении и ее прикладного аспекта. Научная основа для этого в стране имеется.

## Литература


1. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 720 с.
2. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: ВИНИТИ. 1981. 134 с.
3. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. 751 с.
4. *Кузнецов В.А.* Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. Новосибирск: Наука, 1988. 244 с.
5. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: 1983. 240 с.
6. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
7. *Смирнов В.И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 5—11.
8. *Смирнов В.И.* Эндогенная металлогения // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 121—174.
9. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении: Вопросы теории и практики. Л.: Недра, 1987. 231 с.
10. *Щерба Г.Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 184 с.
11. *Щерба Г.Н.* Геотектоника и металлогения. Алма-Ата: Наука, 1988. 176 с.
12. Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. 328 с.

УДК 551.72:553.3/.4(571—13)

*Н.Л. Добрецов*

# Докембрийские офиолитовые пояса Южной Сибири и их металлогеническое значение

Открытие докембрийских офиолитов с возрастом 1,9—1,5 млрд лет в Северном Прибайкалье, Канаде и Финляндии было названо на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989 г.) одним из важнейших достижений геологии последних лет. Фактически докембрийский офиолитовый Байкало-Муйский пояс Северного Прибайкалья был описан значительно раньше [11, 13, 23], но его значение для реконструкции геодинамических обстановок протерозоя становится ясным только сейчас. В Финляндии офиолиты имеют еще более древний возраст — 2,0—1,9 млрд лет [43]. Позднедокембрийские офиолиты распространены очень широко, в частности в ранних каледонидах Южной Сибири и Северной Монголии [35]. Можно полагать, что появление типичных офиолитов на рубеже около 1,9—1,7 млрд лет фиксирует существенное изменение характера тектоники, связанное с крупными горизонтальными движениями литосферных плит с началом глобального спрединга в океанах. С этим же рубежом совпадает и резкое изменение характера металлогении [11, 39].

К древним прототипам офиолитов относятся также зеленокаменные пояса с коматиитами и ассоциирующими ультраосновными телами. Однако в них отсутст-

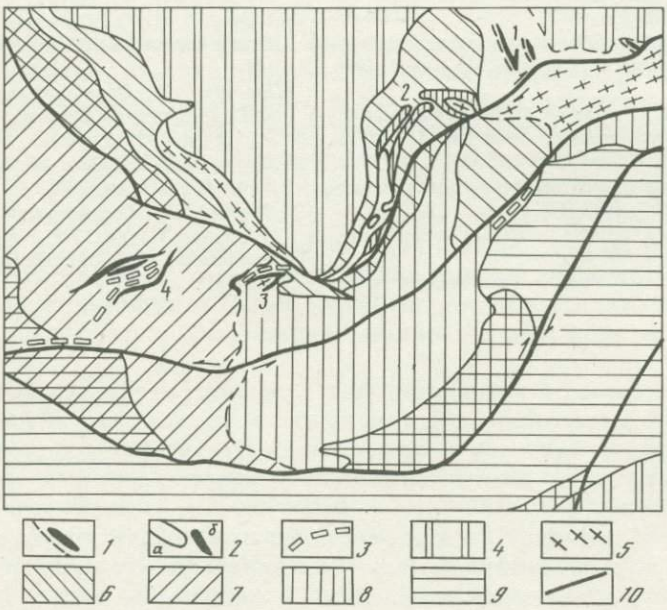



*Рис. 1.* **Тектоническая схема Южной Сибири и расположение изученных поясов ([12], с упрощениями)**

*1* — зеленокаменные пояса архея (1 — Олондинский); *2* — офиолитовые раннерифейские (*а*) и позднерифейско-раннепалеозойские пояса (*б*) (2 — Байкало-Муйский, 3 — Ильчирский, 4 — Куртушибинский); *3* — глаукофансланцевые пояса; *4* — Сибирская и Северо-Китайская платформы (пунктиром выделена Олекминская зона с зеленокаменными поясами); *5* — Становая зона и ее аналоги ($AR_2$—$PR_1$); *6* — байкалиды; *7, 8* — ранние (*7*) и поздние (*8*) каледониды; *9* — герциниды; *10* — крупнейшие сдвиги

вует характерный член офиолитов — комплекс параллельных даек, непосредственно фиксирующий условия растяжения. Типичные коматииты также не появляются после рубежа 1,8—1,7 млрд лет, хотя некоторые авторы описывали молодые коматииты, в частности на о-ве Горгона [40]. По нашему мнению, такие породы относятся не к коматиитам, а к пикритам или бонинитам со спинифексовой структурой, которая означает лишь быстрое охлаждение высокотемпературного расплава. Их появление в некоторых типах офиолитов и океанических структур вполне закономерно [41].

Чтобы обсудить вытекающие отсюда вопросы, рассмотрим несколько типичных комплексов, в изучении которых автор принимал непосредственное участие. Это архейский олондинский комплекс с коматиитами и гипербазитами на Алданском щите, раннерифейский Байкало-Муйский офиолитовый пояс, позднерифейско-раннекембрийские Куртушибинский и Ильчирский офилитовые пояса в Западном и Восточном Саяне. Их расположение в тектонических структурах юга Сибири показано на рис. 1.

## Строение и состав типовых поясов

Олондинский пояс с коматиитами расположен в западной части Алданского щита, в Олекминской зоне (см. рис. 1), среди "серых гнейсов" раннеархейского возраста. В этой зоне известно еще несколько более мелких структур олондинского типа наряду с "троговыми" поясами тунгурчинского типа, сложенными зонально-метаморфизованными терригенными комплексами. Собственно олондинский комплекс протягивается от р. Олондо в месте ее пересечения с БАМ к северу на 200 км. Наиболее обнаженный и изученный южный участок имеет северо-восточное ответвление в районе оз. и р. Токко (рис. 2). Тектонические контакты и особенности внутреннего строения комплекса позволяют предположить, что это фрагмент крупного покрова с самостоятельной внутренней структурой, причем только поздние деформации и зоны смятия на контактах комплекса синхронны с завершающими деформациями вмещающих гнейсов и гранито-гнейсов [19].

В нижней части разреза комплекса преобладают толеитовые и коматиитовые базальты и коматииты, а в верхней — андезиты, их туфы, с прослоями туфогенных песчаников и высокоглиноземистых пород. Все породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В нижней и на контакте с верхней толщей локализуются силлоподобные тела метаперидотитов, родственные коматиитам, хотя их происхождение продолжает оставаться дискуссионным [17, 22, 34]. По всему разрезу присутствуют силлы габбро-диабазов, деформированные и превращенные в габбро-амфиболиты, более поздние дайки и силлы субщелочной пикритовой серии. Самые поздние дайки габбро-диабазов, габбро-норитов пересекают все структуры.

Возраст цирконов из метаандезитов средней части разреза 2960 млн лет [2], возраст основного этапа метаморфизма 2,9—2,7 млрд лет (Sm-Nd, U-Pb возраст по цирконам), возраст более поздних гранитов, локализованных преимущественно вдоль контактов, 2,6—2,55 млрд лет, возраст наиболее поздних прямолинейных даек габбро-диабазов, сопоставимых с габбро-норитами чинейского комплекса, около 1,9 млрд лет. Эти данные подтверждают архейский возраст олондинского комплекса с коматиитами и длительную историю его эволюции.

Наиболее интересные и важные члены олондинского комплекса — коматиитовые базальты и коматииты, метаперидотиты, толеиты и сходные с ними габбро-диабазы. Все они объединяются в единую коматиитовую серию [17, 19]. Формально они сопоставимы с аналогичными членами офиолитовой серии, но расположены в другой структурной и возрастной последовательности. Из первичных магматических минералов в них сохранились только оливин и хромит в метаперидотитах. В оливине магматического генезиса остались признаки кумулятивной структуры. Центральная часть крупных эвгедральных зерен имеет $f = 10—14\%$ и NiO =

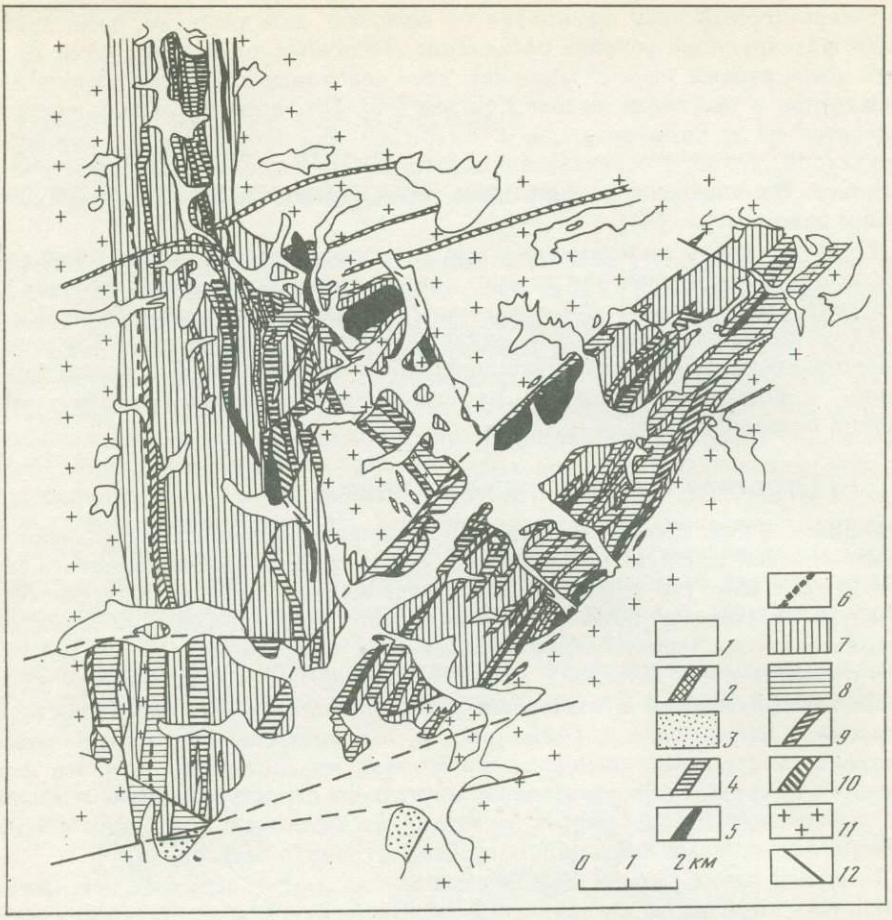



*Рис. 2.* **Геологическая карта Олондинского зеленокаменного пояса**

*1* — четвертичные флювиогляциальные отложения; *2* — дайки габбро-норитов, габбро-диабазов; *3* — осадочные отложения удоканской серии; *4* — силлы габбро-амфиболитов и горнблендитов; *5* — коматииты; *6* — пачки пиритизированных переслаивающихся амфиболитов, гранатовых амфиболитов, микрогнейсов и высокоглиноземистых сланцев; *7* — метаандезиты; *8* — метабазальты; *9* — высокомагнезиальные амфиболовые сланцы; *10* — высокомагнезиальные хлоритовые сланцы; *11* — гранито-гнейсы олекминского комплекса и плагиограниты, нерасчлененные; *12* — разрывные нарушения

= 0,5—0,6%, краевые части крупных зерен и мелкие зерна характеризуются значениями $f$ = 14—19% и NiO = 0,0—0,4%. Хромит содержит около 30% $Cr_2O_3$, 0—1,5% $Al_2O_3$ и резко отличается от хромитов в офиолитовых и океанических перидотитах [36]. Как видно на рис. 3, его состав является промежуточным между хромитом и магнетитом. Часто он имеет каемку хромсодержащего магнетита или ассоциирует с ним в серпентинитах. Возможно, этот хромит образовался при метаморфизме перидотитов [17].

Петрохимические и геохимические особенности пород коматиитовой серии в сравнении с таковыми в ниже охарактеризованных офиолитах показаны на рис. 4 и 5. Коматииты и коматиитовые базальты по соотношению $SiO_2$, MgO, $TiO_2$, железистости, распределению РЗЭ соответствуют обычным архейским коматиитовым сериям. В частности, распределение РЗЭ во всех породах коматиитовой серии имеет плоский "хондритовый" характер, а в кумулятивных перидотитах средние содер-

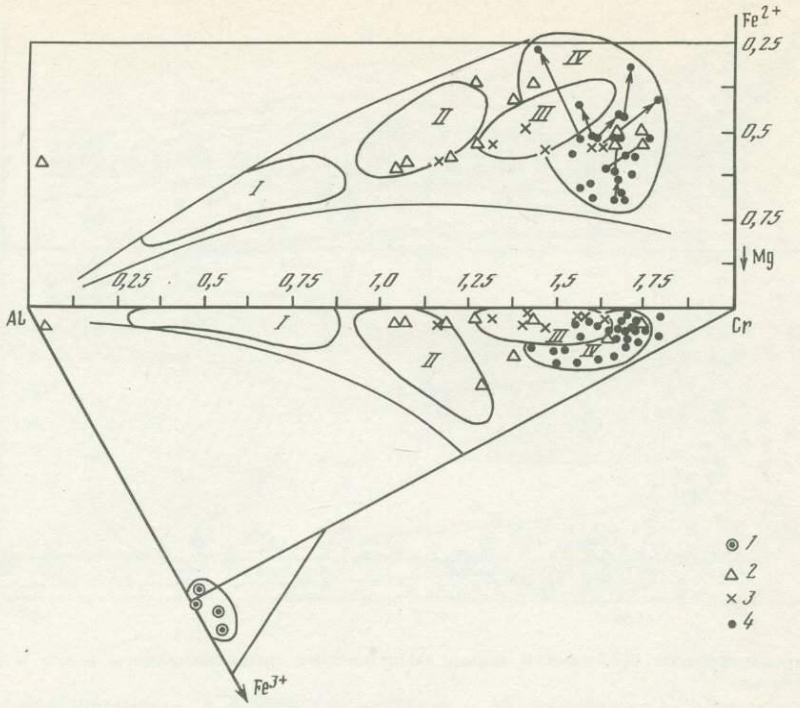



*Рис. 3.* **Особенности состава хромитов из офиолитов и коматиитов**

Ареалы составов из океанических пород: *I* — шпинелевых лерцолитов, *II* — плагиоклазовых лерцолитов и пироксенитов, *III* — дунитов и гарцбургитов [36], *IV* — хромитов из марианитов и бонинитов; *1* — хромиты из коматиитов Олондинского пояса; *2* — из марианитов—бонинитов Ильчирского пояса; *3, 4* — из гарцбургитов Куртушибинского (*3*) и Ильчирского (*4*) поясов

жания РЗЭ близки к хондритам, кроме содержания Sm. Породы более поздней щелочно-пикритовой серии по всем этим параметрам резко отличаются от коматиитовой серии [17, 19].

*Байкало-Муйский офиолитовый пояс* протягивается от северо-западного побережья оз. Байкал (р. Рель, Слюдянские озера) до обрамления Северо-Муйской глыбы на расстояние более 1000 км [13, 23]. В этом же поясе и рядом с ним находятся расслоенные габброидные интрузии довыренского и чая-нюрундуканского комплексов [25]. Поэтому отнесение конкретных габброидов к офиолитам или к чая-нюрундуканскому комплексу вызывает большие затруднения. К офиолитам, несомненно, принадлежат гипербазиты Парамского, Витимского, Молодежненского и других массивов, подстилаемые нередко серпентинитовым меланжем или метаморфизованной олистостромой, метабазальты, входящие в состав нижней части келянской серии и ассоциирующие с названными выше гипербазитами, а также, по мнению автора, значительная часть амфиболитов нюрундуканской серии [4, 11, 13, 14, 20, 21]. Часть амфиболитов этой серии по левобережью р. Холодной представляют габбро-амфиболиты, превращенные также в эклогитоподобные породы [5], другие тонкополосчатые амфиболиты, переслаивающиеся с плагиогнейсами и плагиомигматитами, относятся к метабазальтовой и метатерригенно-метабазальтовой толщам, включая пикритовые породы (см. рис. 4).

Что касается габброидов, то к офиолитовым габброидам, по мнению автора, кроме части пород нюрундуканской серии, следует отнести также метагаббroиды района Молодежного месторождения асбеста и породы Слюдянского, Богучанс-

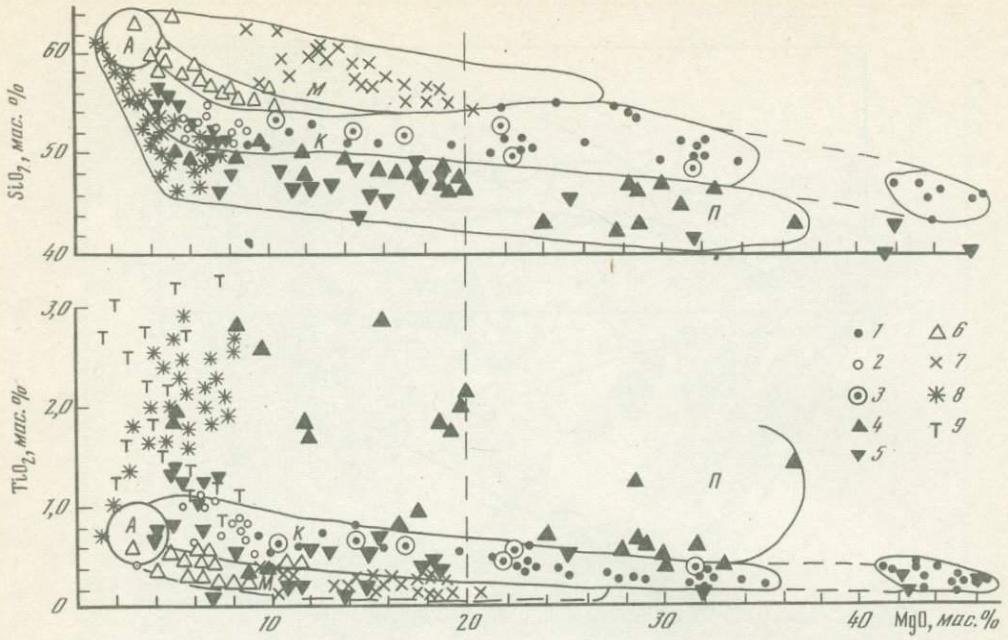



*Рис. 4.* **Петрохимические особенности пород Олондинского зеленокаменного пояса и докембрийских офиолитов**

Поля составов: *А* — андезитовой, *М* — марианит-бонинитовой, *К* — коматитовой, *П* — пикритовой серий; *1, 2* — коматииты (*1*) и коматиитовые базальты (*2*) Олондинского пояса; *3* — средние составы коматиитов и коматиитовых базальтов; *4* — пикритовая серия Олондинского пояса [17]; *5* — породы Байкало-Муйского офиолитового пояса ([13] и новые данные); *6—8* — породы Ильчирского пояса: *6* — магнезиальные андезито-базальты, *7* — марианиты—бониниты, *8* — титанистые диабазы [16]; *9* — преобладающие базальты и дайки Куртушибинского пояса [33]

кого, Курлинского, Кивильевского массивов, заметно метаморфизованные и подстилаемые метаморфизованной олистостромой с обломками и олистолитами этих метагаббро. Принадлежность других габброидов к офиолитам менее определенна. Например, автор [13] относил к офиолитам также габброиды и диабазы Тонкого мыса и Нюрундуканского массива, которые, по мнению Э.Г. Конникова, входят в более поздний чая-нюрундуканский комплекс.

Очень важно проявление регионального метаморфизма в офиолитах и отсутствие его в чая-нюрундуканском комплексе. В метагаббро и метаперидотитах устанавливается несколько этапов метаморфизма, которые коррелируют между собой. Наиболее ранними являются структуры пластической деформации и перекристаллизация оливина и пироксенов в метагипербазитах, не согласуемые со структурами вмещающих пород [20], а также псевдоморфная (по пироксенам) амфиболизация метагипербазитов и метагаббро в условиях низких давлений — до 3—4 кбар [13]. На них накладывается метаморфизм повышенных давлений, устанавливаемый в метагаббро по ассоциации сине-зеленой роговой обманки, альмандина, олигоклаза и по сопутствующим мусковитовым пегматитам, иногда с гранатом и дистеном, в частности в Слюдянском массиве [38]. В метаперидотитах эта стадия фиксируется по ассоциации талька с вторичным оливином и куммингтонитом. Этот этап метаморфизма сопоставляется с прогрессивным зональным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа, накладывающимся на олокитскую серию, содержащую офиолитокластовую олистостерому с обломками габбро и хромита из гипербазитов [4, 18].

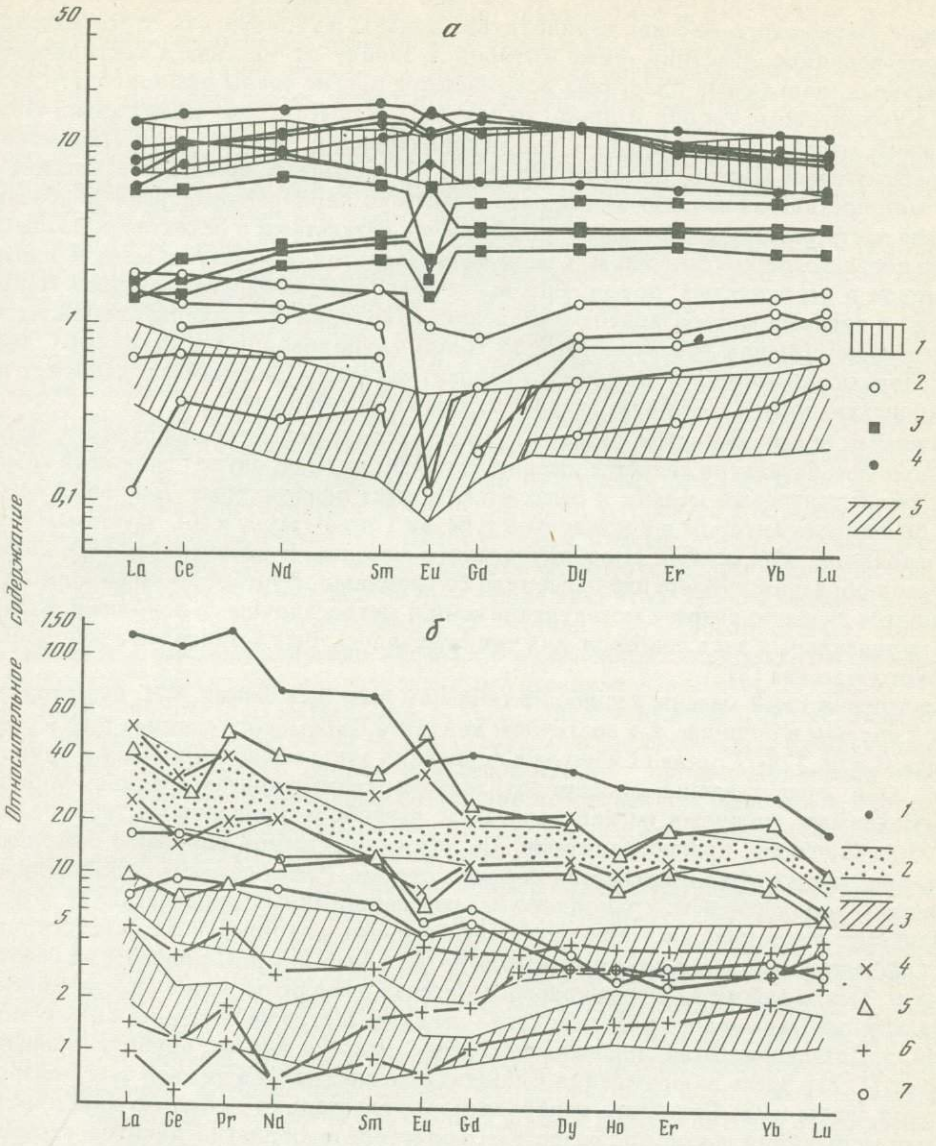



*Рис. 5.* **Нормированные к хондритам содержания редкоземельных элементов**

*а* — в коматиитовой серии Олондинского пояса: *1* — интервал содержаний в толеитовых базальтах и габбро-диабазах, *2* — в кумулятивных ультрабазитах, *3* — в коматиитах, *4* — в коматиитовых базальтах; *5* — перидотиты Парамского массива, Байкало-Муйский пояс; *б* — в офиолитах и некоторых других типах пород: *1* — верхний предел в базальтах Норильского района, *2* — в пикритовых базальтах гудчихинской свиты (Норильский район) [1], *3, 4* — в офиолитовых породах (*3*) и более поздних титанистых базальтах (*4*) Ильчирского пояса; *5, 6* — в офиолитовых породах Куртушибинского (*5*) и Хан-Тайширского (*6*) поясов [6, 35]; *7* — породы Байкало-Муйского пояса (новые данные)

Почти полный разрез офиолитов, по мнению В.С. Гладких и др. [8], представлен в районе Парамского массива перидотитов. Дуниты и гарцбургиты этого массива слагают верхнюю пластину, ниже которой к западу от массива в тектонически сближенных шарьяжных пластинах вскрываются другие члены офиолитового разреза. Кумулятивные габбро и линзы пироксенитов слагают так называемый Надпорожний массив шириной 0,5—1 км, ограниченный с запада, как и Парамский ультрабазитовый массив, пологим надвигом. В восточной части этого массива в зоне мощностью около 300 м выделен комплекс параллельных даек диабазов. Верхняя часть разреза представлена толеитовыми базальтами с реликтовой шаровой отдельностью мощностью 500 м. Среди метабазальтов отмечаются мелкие линзы мраморов и кремнистых пород. Еще выше расположена рассланцованная толща сланцев с линзами метабазальтов и метагаббро, которая представляет собой метаолистострому [4] или рассланцованную толщу глубоководных осадков [8]. С востока Парамский массив подстилается серпентинитовым меланжем и надвинут на Каралонскую зону, сложенную островодужными формациями.

Важными признаками, что названная выше ассоциация метагипербазитов, метагаббро и метабазальтов является именно метаофиолитами, служат дайковый комплекс, серпентинитовый меланж и офиолитокластовая олистострома. Дайковый комплекс был описан автором в Богучанской губе, на Тонком мысу и В.Г. Кушевым в северо-западном обрамлении Нюрундуканского массива. В Богучанской губе дайки диабазов образуют субпараллельные тела со скринами метагаббро-амфиболитов и сменяются выше по разрезу метавулканитами и метаосадочными породами. Комплекс параллельных даек диабазов, как уже отмечалось, был установлен в районе Парамского массива [8].

Серпентинитовый меланж в наиболее типичном виде был описан А.Н. Булгатовым, Н.Ф. Габовым в подошве, а в восточном контакте Парамского массива Е.С. Кутейниковым и др. [28]. Состав обломков в основании зоны меланжа довольно однообразен. Они представлены апоперидотитовыми серпентинитами, эпидот-хлорит-амфиболовыми сланцами (метабазальтами), амфиболизированными габбро, габбро-амфиболитами, плагиогранитами, т.е. преимущественно породами офиолитовой серии, как и в офиолитокластовой олистостроме. Реже появляются обломки чужеродных пород (гнейсы, гранодиориты, рассланцованные метапесчаники и др.).

Наиболее сохранившаяся при метаморфизме офиолитокластовая олистострома была выделена автором с сотрудниками [4, 14] в бассейне р. Слюдянки, на левобережье р. Тыя, в районе Молодежнинского массива офиолитов, менее определенно — в обрамлении Парамского и Витимского массивов. Метаолистострома в нижнем течении р. Слюдянки была показана в сходном виде на картах, опубликованных в статьях [4, 21]. Здесь в обрамлении Слюдянского массива и в нижней части разреза тыйской свиты по р. Слюдянка изображены метапесчаники с обломками и олистолитами метагаббро, а выше по разрезу — с олистолитами плагиогранитов, сходных с таковыми в Слюдянском массиве, но отнесенных Л.Ф. Доброжинецкой к метариолитам. Среди метапесчаников встречаются горизонты, обогащенные обломками кристаллов роговой обманки и плагиоклаза из метагаббро, а в протолочках здесь и в районе Молодежнинского массива обнаружены также обломки хромита [4]. К метаолистостромовым горизонтам могут быть отнесены также горизонт в авкитской свите с олистолитами эклогитоподобных пород и фукситовый горизонт с хромистым фукситом и обломками хромита в районе Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения [18]. По мнению автора, к олистолитам или тектоническим линзам может быть отнесена и Авкитская линза метаперидотитов, содержащая Cu-Ni оруденение в районе этого месторождения.

Олистостромовые горизонты в тыйской и авкитской свитах олокитской серии служат верхним возрастным пределом офиолитов Байкало-Муйского пояса. По геологическим данным большинство авторов считают эту серию рифейской. Модельный изотопный возраст свинца из Холоднинского месторождения 1,1—1,0 млрд лет, Rb-

Sr изохрона из метаморфизованных пород олокитской серии — 1,2 млрд лет, термоизохронный возраст метаморфитов этой серии и ассоциирующих гранитов 1,4—1,0 млрд лет [10, 39]. Таким образом, офиолиты здесь досреднерифейские (догренвильские), что подтверждается отдельными изотопными данными из метагаббро — 1740—1480 млн лет [27]. Достоверным верхним пределом офиолитов Байкало-Муйского пояса служит также возраст интрузий довыренского и чая-нюрундуканского комплексов — 750—650 млн лет, определенный разными методами, в том числе Sm-Nd методом (Э.Г. Конников, устное сообщение).

Перидотиты Парамского массива по геохимическим особенностям (РЗЭ, соотношение Mg, Cr, Ni) близки к океаническим перидотитам [8] и в то же время, как видно на рис. 5, спектр РЗЭ в них близок к наиболее истощенным перидотитам коматиитового типа в Олондинском поясе. Главное отличие — более четкий V-образный профиль с минимумом в области Sm и Eu. Толеитовые базальты в районе Парамского массива, по данным В.С. Гладких и др. [8], близки к океаническим. По нашим материалам (см. рис. 4 и 5), большинство метагаббро и метавулканитов, включая таковые из нюрундуканской серии амфиболитов и из Кивильевского, Курлинского, Слюдянского массивов, района Молодежного месторождения, из серпентинитового меланжа Парамского массива, из олистолитов в районе Слюдянки, относятся к породам, промежуточным между коматиитовой и пикритовой сериями. В частности, они отличаются очень низким содержанием $TiO_2$ и по этому признаку частично попадают в поле марианитов, а по более низкому содержанию $SiO_2$ — в поле пикритов. Только маломагнезиальные (4—7% MgO) породы (метабазальты—метаандезиты) соответствуют полю коматиитов (см. рис. 4). Распределение РЗЭ, определенное в нескольких образцах метабазальтов (в том числе с многочисленными псевдоморфозами по пироксену — данные Э.Г. Конникова) и из метагаббро, включая олистолиты и блоки в меланже, отражает значения, промежуточные между таковыми в магнезиальных базальтах и пикродиабазах Норильского района и в бонинитовых породах Ильчирского пояса (см. рис. 5). Такой промежуточный состав пород древнейших офиолитов, скорее всего, указывает на их действительно переходный характер от раннедокембрийских зеленокаменных поясов к типичным офиолитам.

*Куртушибинский пояс* представляет пример полного разреза офиолитов, довольно редкого среди древних комплексов [32, 33]. Здесь по руч. Левый и Правый Коярд и далее к северу в строении офиолитов прослеживается отчетливая стратификация в пределах единого крупного покрова офиолитов. Внизу расположены деформированные гарцбургиты и дуниты (реститы или метаморфические перидотиты). Ранний этап метаморфизма сопровождался пластическим течением при $T \geqslant 1000°$ С и происходил еще в мантии; позднее, в коровых условиях, фиксируется несколько этапов серпентинизации, которые завершились формированием асбестовых месторождений [32, 37]. Выше отмечается переходная верлит-пироксенитовая зона, имеющая брекчиевидно-полосчатое строение. В ней сочетаются реликтовая полосчатость и реакционные структуры, обусловленные "съеданием" ксенолитов дунитов и гарцбургитов пироксенитами и габбро-пироксенитами [33]. Выше она сменяется слабо полосчатыми габбро, в которых появляются отдельные дайки диабазов. В верхнем габбро-диабазовом члене в районе Коярда преобладают параллельные дайки диабазов с отдельными более поздними дайками долеритов и кислых пород или "кератофиров". Севернее в этой зоне доминируют массивные силлы диабазов и габбро-диабазов [32]. Завершают разрез базальты и базальтовые брекчии.

Обычно с верхним базальтоидным членом офиолитовой серии Куртушибинского пояса сопоставляют нижнюю базальтовую часть чингинской свиты, слагающей самостоятельный покров или отдельные чешуи ниже главного офиолитового покрова. В средней и верхней частях разреза чингинской свиты в черных сланцах с прослоями доломитов найдены микрофоссилии типа Osagia, которые позволяют некоторым специалистам датировать эту толщу вендом. Позднерифейско-вендский возраст офиолитов согласуется с предварительными изотопными определениями.

По петрохимическим особенностям (см. рис. 4) и спектру редкоземельных элементов (см. рис. 5) породы Куртушибинского пояса ближе всего к базальт-пикритовой серии. В частности, интервал спектра и тренд редкоземельных элементов в габбро, диабазах и метабазальтах сходен с таковым в магнезиальных базальтах и пикритах Норильского района [1], отличаясь только большим разбросом Pr, Hd и особенно Sm.На диаграмме $FeO/MgO—TiO_2$ большинство базальтов Куртушибинского пояса попадают в поле внутриплитных базальтов, но часть базальтов соответствует океаническим [32].

*Ильчирский пояс* в Восточном Саяне расположен к западу от южной оконечности оз. Байкал (см. рис. 1, пояс 3). К нему примыкают Гарганская "глыба", сложенная докембрийскими гранито-гнейсами, Ильчирская зона, представленная ордовикско-силурийскими островодужными комплексами, и Окинская зона, содержащая ордовикско-силурийский флиш и чешуи глаукофановых сланцев [6].

В Ильчирском поясе выделяется два типа офиолитов [6, 16]. Офиолиты первого типа расположены в северо-западной части пояса и характеризуются наличием реакционно-кумулятивной зоны и преобладанием в ее составе пироксенитов, наличием габброидов марианитов-бонинитов типа, комплекса параллельных даек, пиллоу-лав и пиллоу-брекчий, относящихся к бонинитовой серии. В последней собственно марианиты и бониниты редки, а преобладают магнезиальные андезито-базальты. Офиолиты второго типа (юго-восточная часть Ильчирского пояса,подошва островодужных пластин) состоят из мощных пластин деформированных гарцбургитов—дунитов, ритмично-полосчатой кумулятивной серии (ультрабазиты—габбро—анортозиты), габбро, главным образом эвкритового, редко бонинитового типа. К верхним частям офиолитового разреза здесь лишь условно может быть отнесена оспинская свита, сложенная черными сланцами и вулканитами непрерывной известково-щелочной серии (базальты—андезиты—дациты).

На диаграммах (см. рис. 3—5) показаны преимущественно составы минералов и пород из офиолитов и перидотитов первого типа, поскольку марианит-бонинитовая серия близка к коматиитам и представляет наибольший интерес [15].

Хромиты из марианитов-бонинитов (лав и даек) занимают крайний хромистый угол диаграммы (см. рис. 3). Сюда же попадают и некоторые хромиты из Куртушибинского пояса, близкие к хромитам из алмазоносной мантии. Остальные хромиты из Ильчирского и Куртушибинского поясов находятся в полях *II* и *III* — дунитов—гарцбургитов и лерцолитов из срединно-океанических хребтов [36].

В дайковом комплексе и менее отчетливо в пиллоу-лавах фиксируется сложная эволюция состава офиолитовых пород. Преобладающая часть параллельных даек представлена андезито-базальтами, которые по соотношению $TiO_2$ и MgO и спектру редкоземельных элементов аналогичны бонинитам, а по соотношению $SiO_2$ и MgO занимают промежуточное положение между бонинитовой и коматиитовой сериями (см. рис. 4 и 5). Дайки типичных марианитов и бонинитов (ортопироксеновых порфиритов) встречаются как в виде более ранних "скринов" среди параллельных даек, так и в виде более поздних секущих даек. С учетом этого и сходства составов большинство габбро, дайки и лавы обоих типов отнесены к единой бонинитовой серии. Дайки третьей генерации (авгитовые диабазы и габбро-диабазы) по химическому и петрографическому составу идентичны силлам, широко распространенным в осадочной турбидитовой толще, перекрывающей офиолиты в северо-западной части Ильчирского пояса. По составу они сходны с базальт-пикритовой серией Куртушибинского пояса и Норильского района (см. рис. 4 и 5). В то же время они близки и к базальтам окраинных морей. Поэтому эволюция офиолитов первого типа в Ильчирском поясе может соответствовать переходу от обстановки примитивной островной дуги к обстановке окраинного моря.

Возраст офиолитов Ильчирского пояса древнее ордовика и равен (или несколько моложе) возрасту глаукофановых сланцев в Окинской зоне, для которых получена Rb-Sr изохрона 600 млн лет [7].

## Металлогеническое значение докембрийских офиолитов

С базит-ультрабазитовыми комплексами во всем мире связана основная часть месторождений Cr, Ni, Co, Pt, Au, асбеста и ряда других нерудных полезных ископаемых. В эволюции Земли роль разных формаций и общая доля этих руд закономерно менялись [11].

В раннем докембрии, до 1,8 млрд лет и появления типичных офиолитов, месторождения Cr, Co, Pt и часть Ni, Au были связаны с крупными расслоенными интрузиями пикритоидного состава (Бушвельд, Великая Дайка, Стиллуотер, Садбери, Монче-Тундра и др.) с возрастом от 3,0 до 1,9 млрд лет. С комитиитами связаны крупные Ni-сульфидные и Au-сульфидные месторождения (Австралия, Южная Африка, Канада). В коматиитовой серии Олондинского пояса никелевое оруденение пока не найдено, но определенные перспективы имеются. В метаультрабазитах, ассоциирующих с коматиитами, найдены акцессорные алмазы. Если их генетическая связь подтвердится, это будут древнейшие (3,0—2,9 млрд лет) алмазы в мире.

С появлением и увеличением роли офиолитов значение расслоенных габброидных интрузий резко падает. Единственное крупное исключение — интрузии пикрит-базальтовой магмы Норильского района с их Cu-Ni оруденением. Роль концентраторов Cr, части Ni, Cu, асбеста переходит к офиолитам, но и в них роль разных руд в офиолитах с течением времени также заметно меняется.

Охарактеризованные докембрийские офиолиты содержат крупные месторождения асбеста — Молодежное в Байкало-Муйском поясе (наиболее значительное по содержанию длинноволокнистого асбеста), Ак-Довуракское и Саянское в Куртушибинском, Ильчирское в одноименном поясе Восточного Саяна. С ними в Советском Союзе конкурируют только асбестовые месторождения в ордовикско-силурийских офиолитах Урала (Баженовское, Джетыгара). Многочисленные асбестовые месторождения известны также в раннепалеозойских офиолитах в Канаде и Китае. В позднепалеозойских и мезозойских офиолитах роль асбестовых месторождений заметно уменьшается.

Распространенные ранее взгляды о связи асбестовых месторождений баженовского типа с поздними гранитоидными интрузиями на большинстве названных выше асбестовых месторождений не подтверждаются. Их формирование обусловлено региональным зеленосланцевым метаморфизмом офиолитов, на поздних этапах которого в определенной структурной обстановке, часто в подошвах офиолитовых покровов, возникают асбестовые залежи [31, 33, 37]. Этим определяются и отчетливые петрохимические критерии асбестовой минерализации [3].

Совокупность этих критериев, особенно региональный зеленосланцевый метаморфизм, более отчетливо проявляется в древних (докембрийских и раннепалеозойских) офиолитах, поэтому в них закономерно появляются месторождения асбеста, чаще и крупнее, чем в молодых офиолитах.

Примерами, иллюстрирующими указанные закономерности, являются асбестовые месторождения в Куртушибинском и Ильчирском поясах [7, 37]. В Ильчирском поясе асбестовые залежи концентрируются преимущественно в подошве гипербазитов юго-восточной полосы (Ильчирское, Зеленое, Самартинское и другие месторождения). Протяженная Ильчирская залежь (1700 м при ширине до 380 м и глубине более 400 м) имеет концентрическое строение. В центральном ядре перидотиты и массивные серпентиниты с крупносетчатыми и простыми отороченными жилами асбеста сменяются зоной мелкой сетки и далее перемятыми серпентинитами с единичными жилками асбеста. Еще более крупные параметры и сходное строение имеет месторождение Зеленое. В первую очередь здесь образовалась концентрически-зональная залежь с дунит-гарцбургитовым ядром в центре, затем слабо серпентинизированные породы были превращены в антигоритовые серпентиниты и в зоне крупной сетки образовались дополнительные, в том числе отороченные жилы асбеста. Ресурсы этого месторождения на глубину 300 м оцениваются в 12 млн т (из

них 1,5 млн т текстильного волокна), что сопоставимо с Молодежным месторождением в Байкало-Муйском поясе [7].

Саянское месторождение в Куртушибинском поясе приурочено к Орешскому блоку дунитов и гарцбургитов [37]. Северная и Левокоярдская залежи полукольцом охватывают этот блок в подошве крупной пластины ультрабазитов. Южная залежь ассоциирует с дополнительным небольшим ядром гарцбургитов. Самая крупная Северная залежь имеет размеры 2200×100 м и прослеживается на глубину до 500 м. Как и предыдущие, все залежи имеют зональное строение, с переходом от полосчатых дунит-гарцбургитовых ядер через зоны отороченных жил и крупной сетки к мелкосетчатым рудам и далее к перемятым серпентинитам. Устанавливается несколько этапов серпентинизации, с одним из которых связаны тела родингитов. Все этапы объясняются поступлением воды из вмещающих метаморфизуемых пород.

Противоположная по сравнению с месторождениями асбеста тенденция типична для хромитового оруденения, поскольку оно контролируется позднемагматическими факторами и соответственно другими петрохимическими критериями, чем для асбеста. В изученных докембрийских офиолитах имеются акцессорный хромит и его рудопроявления, но отсутствуют крупные месторождения. Последние появляются в ордовикско-силурийских офиолитах на Урале (Кемпирсай, Полярный Урал), в Китае, и весьма обычны эти месторождения в мезозойских и раннепалеогеновых офиолитах в Турции, Иране, на Филиппинах и в других регионах.

С древними (докембрийскими и раннепалеозойскими) офиолитами связана часть месторождений никеля в измененных гипербазитах. Примером их являются Cu-Ni сульфидное оруденение в метаморфизованной Авкитской линзе гипербазитов в Холоднинском месторождении, некоторые месторождения Урала и Кольского полуострова крупные месторождения силикатного никеля в корах выветривания гипербазитов на Урале. Аналогичные месторождения в молодых офиолитах редки. Наоборот, медноколчеданные руды кипрского типа, локализованные в измененных дайках и лавах базальтов, неизвестны в докембрийских офиолитах, они появляются в палеозойских офиолитах Урала [26] и широко распространены в молодых офиолитах Кипра, Турции, Омана, Филиппин, Папуа—Новой Гвинеи. Их аналогами являются Cu-Zn, Zn-сульфидные руды, отлагающиеся из "курильщиков" на дне современных срединно-океанических хребтов в подводящих трещинах и связанные с циркуляцией нагретой морской воды, ее смешением с вулканическими эманациями и выщелачиванием Cu, Zn из вмещающих базальтов [18, 29, 42].

Косвенно с древними офиолитами связаны колчеданно-полиметаллические руды Холоднинского месторождения и золото-сульфидное оруденение. Примером последнего служат генетически сложные месторождения Урик-Китойской рудной зоны в Восточном Саяне, в частности Зун-Холбинское и Зун-Оспинское [7], локализованные как и Холоднинское месторождение, в деформированных и метаморфизованных черных сланцах. Последняя, золото-полиметаллическая стадия оруденения на Холбинском рудном поле связана с внедрением холбинских гранитоидов (420—400 млн лет); ранняя стадия оруденения, судя по повышенной примеси Pb в золоте, мантийному изотопному составу Pb и S в сульфидах, наличию линз лиственитов, серпентинитов и тальковых пород, по крайней мере, косвенно связана с офиолитами. Подобная косвенная ассоциация с офиолитами устанавливается и для комплексной Au-U-Ag-Mo минерализации в черных кремнисто-карбонатных сланцах Хонченской зоны в Восточном Саяне, к северу от Холбинского рудного поля и пояса офиолитов [7].

Таким образом, докембрийские офиолиты являются рудогенерирующими и рудовмещающими для разнообразного эндогенного оруденения. При этом наряду с общей эволюцией оруденения в базит-ультрабазитах и появлением офиолитов на рубеже около 1,8 млрд лет характер оруденения в офиолитах становится иным в начале—середине палеозоя.

Еще большее значение имеет резкое изменение характера металлогении на рубеже

1,9—1,8 млрд лет. До этого рубежа почти все оруденение (Cr, Co, Ni, Pt, Fe, Mn, Au, U) ассоциирует с мантийными базит-ультрабазитовыми магмами. После него в связи с исчезновением крупных расслоенных габбровых плутонов и коматиитов, образованием щелочных пород и нарастанием калиевости и редкометальной специализации гранитов появляется все больше месторождений Sn, Mo, W, Li и других редких металлов, связанных с гранитами и щелочными породами.

Ранее автором было показано, что это изменение может быть обусловлено прекращением обмена ядра и мантии с перемещением процесса дифференциации Земли в основном в верхние оболочки [11]. В результате в мантию более не поступают элементы, слагающие ядро (Fe, Ni, Co, Cr, Pt), и наоборот, появляется возможность повторного плавления верхней мантии и особенно коры с накоплением литофильных элементов. Изложенный выше материал, а также геохимические данные об изменении мантийного резервуара на рубеже 2,0—1,8 млрд лет показывают, что этот гипотетический фактор не является главным.

## Литература


1. *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов. Новосибирск: Наука, 1986. С. 49—69.
2. *Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л.* и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135—139.
3. *Велинский В.В., Вартанова Н.С., Банников О.Л.* Петрохимические критерии асбестоносности // Аспекты петрологии и металлогении. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 90—114.
4. *Габов Н.Ф., Картавченко В.Г.* Метаморфизованная олистострома и ее соотношение с докембрийскими офиолитами в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 18—35.
5. *Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г.* Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Там же. С. 36—50.
6. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В.Г. Беличенко, Ю.П. Бутов, Н.Л. Добрецов и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
7. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Н.Л. Добрецов, В.Г. Беличенко, Р.Г. Боос и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
8. *Гладких В.С., Гусев Г.С., Песков А.И.* и др. Перидотиты Парамского массива (Байкало-Патомская область) // Сов. геология. 1988. N 5. С. 89—96.
9. *Гладков В.Г., Гире В.М.* Покровно-чешуйчатое строение Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1989. N 8. С. 24—33.
10. *Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С.* и др. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
11. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
12. *Добрецов Н.Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11—19.
13. *Добрецов Н.Л.* Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 26—36.
14. *Добрецов Н.Л., Картавченко В.Г., Габов Н.Ф.* Метаморфизованная рифейская олистострома в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 1983. N 5. С. 22—33.
15. *Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г.* Вулканогенные породы серии марианит—бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149—179.
16. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.
17. *Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В.* и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геохимических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 34—49.
18. *Добрецов Н.Л., Ащепков Н.В., Меляховецкий А.А.* и др. Структурно-метаморфические критерии метаморфогенного оруденения. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.
19. *Добрецов Н.Н., Попов Н.В., Смелов А.П.* Олондинский зеленокаменный пояс: Характеристика объектов экскурсии // Древнейшие периоды Алдано-Станового щита. Л.: ПГО "Севморгеология". 1989. С. 38—69.
20. *Доброжинецкая Л.Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция Парамского гипербазитового массива и его обрамления // Металлогения докембрия: Тез. докл. Иркутск: ВосСибНИИГГИМС, 1981. С. 240—241.
21. *Доброжинецкая Л.Ф.* Существует ли полный разрез пород офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье? // Геотектоника. 1982. N 5. С. 32—44.
22. *Журавлев Д.З., Пухтель И.Е., Самсонов А.В.* Возраст и геохимия метавулканитов Олондин-

ского зеленокаменного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 2. С. 39—49.
23. *Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С.* Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 144 с.
24. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
25. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 224 с.
26. *Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Зайков В.В., Кориневский В.Г.* Палеозойские офиолиты Южного Урала и их металлогения // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. Новосибирск: Наука, 1985. С. 71—86.
27. *Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 186 с.
28. *Кутейников Е.С., Савич В.В., Крапивко С.Ю.* Серпентинитовый меланж и сорванные покровы Северо-Западного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, N 1. С. 185—188.
29. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.П.* Гидротермальный рудный комплекс в рифтовых зонах океанов // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1982. С. 175—187.
30. *Московченко Н.И., Красиков Н.Н., Семенов А.П.* Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид // Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л.: Наука, 1983. С. 97—126.
31. *Меляховецкий А.А.* Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.
32. *Меляховецкий А.А., Скляров Е.В.* Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 58-71.
33. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
34. *Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К., Журавлев Д.З.* Петрология, геохимия, самарий-неодимовый возраст метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса // Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Л.: ПГО "Севморгеология", 1989. С.70—84.
35. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.
36. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналогов в современной океанической коре. М.: Наука, 1987.245 с.
37. *Сибилев А.К.* Петрология и асбестоносность офиолитов. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
38. *Соколов Ю.М.* Метаморфогенные мусковитовые пегматиты Л.: Наука, 1970. 190 с.
39. *Соколов Ю.М., Ковалева С.Ю.* Тектоно-метаморфические циклы Байкальской горной области и их металлогеническая специализация // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.199—226.
40. *Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J.* Boninites, komatiites and ophiolite basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550—553.
41. *Coleman R.G.* Ophiolites and accretion of the North American Cordillera // Bull. Soc. geol. France. Ser. 8. 1986. Vol. 2, N 6. P. 961—968.
42. *Edmond J.M., Von Damm K.L.* Hot springs on the ocean floor // Sci. Amer. 1983. Vol. 248. P. 78—93.
43. *Kontinen A.* An early proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, Northern Finland // Precambr. Res. 1987. Vol. 35. P. 313—341.

УДК 553.3 /. 4:551.72

*Д.В. Рундквист*

# Особенности геологического развития и металлогении байкалид

В своих работах В.И. Смирнов [32,33] неоднократно обращался к проблеме периодичности рудообразования в геологической истории, этапности развития земной коры. В этих публикациях В.И. Смирнов выделил байкальский металлогенический этап в интервале 1000—600 млн лет, отметил характерные для него две группы эндогенных месторождений — более раннюю, связанную с базальтоидным магматизмом, и более позднюю — с гранитоидами. Он также подчеркнул повышенную рудоносность черных сланцев и карбонатных пород позднего рифея.

В последние годы автор принимал участие в работах Института геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) АН СССР, проводимых совместно с Всесоюзным институтом космоаэрогеологических методов ПГО "Аэрогеология" и ВСЕГЕИ Мингео СССР (А.М. Ларин, Л.А. Неймарк, Н.Н. Предтеченский, Е.Ю. Рыцк, И.К. Рундквист (Волчанская), М.Ю. Данилова, М.Ю. и Т.Н. Смирновы) по изучению геохронологии и металлогении Байкало-Патомской складчатой области. Получены новые данные по особенностям структуры этого региона, закономерностям размещения полезных ископаемых, изотопной геохимии и геохронологии [21—24], которые дают возмож-

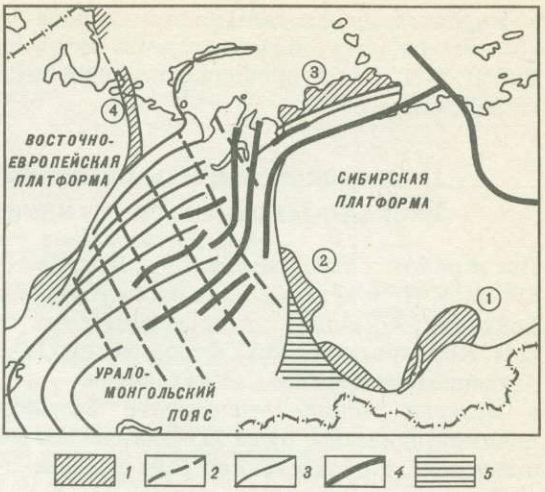



*Рис. 1.* **Схема размещения рифейских (байкальских) подвижных поясов вдоль границ Урало-Монгольского пояса**

*1* — **байкалиды;** *2, 3* — **основные структурные направления:** *2* — **рифеид,** *3* — **палеозоид;** *4* — **главные мезозойские рифтогенные зоны;** *5* — **салариды; цифры на схеме: 1 — Байкало-Патомский регион, 2 — Енисейский кряж, 3 — Таймыр, 4 — Тиман**

ность под новым углом зрения рассмотреть некоторые дискуссионные вопросы геологического развития байкалид.

Опубликованы также новые материалы по истории геологического развития и металлогении других байкальских регионов страны — Енисейского кряжа [5, 7, 9, 15, 19, 25], Таймыра [6, 9, 26] и Тимана [1, 8, 17, 20].

Это позволяет вернуться к сравнительному анализу особенностей геологии и металлогении байкалид и детализировать намеченные В.И. Смирновым общие закономерности их развития.

Байкалиды — области, испытавшие орогенез в конце рифея—венде, расположены в периферических частях рифейско-палеозойского Урало-Монгольского подвижного пояса, обрамляя Сибирскую и частично северо-восток Русской платформы (рис. 1). Такое расположение байкалид как **закономерных** составных частей Урало-Монгольского пояса сразу подчеркивает их взаимосвязь с типично фанерозойскими подвижными поясами — Алтаем и Саянами, складчатыми поясами фундамента Западно-Сибирской плиты и Уралом.

Принципиальное значение имеют вопросы о времени заложения этих подвижных поясов в рифее, этапности и стадийности их развития, взаимосвязи с предшествующими и последующими геологическими процессами и причинах различной металлогенической специализации.

Байкало-Патомский регион, Енисейский кряж, Таймыр и Тиман, несмотря на сходство общей структурной позиции на периферии платформ, близкую последовательность развития геологических процессов, вместе с тем существенно различаются по рудоносности. Байкало-Патомский регион и Енисейский кряж имеют высокую металлогеническую продуктивность. Для них характерен пестрый набор полезных ископаемых — месторождения железистых руд (Ангаро-Питские), стратиформные полиметаллические в карбонатных породах (Горевское, Озерное), медно-полиметаллические и полиметаллические колчеданные (Холоднинское), золото-кварцевые, золото-сурьмяные (Советское, Октябрьское, Раздольнинское, Бодайбинского района и др.), **стратиформные вольфрамовые, керамические, слюдоносные и редкометальные** пегматиты Мамского района Байкало-Патомского региона, а также редкоземельная и глиноземисто-калийная минерализация, связанная со щелочными комплексами мезозоя и палеозоя (Сыннырское и др.).

Рудоносность Таймыра и Тимана пока остается относительно невысокой, что в определенной мере может быть следствием их труднодоступности и недостаточной изученности, малой степени обнаженности.

Наиболее полные данные по последовательности развития стратифицированных комплексов, интрузий и оруденения получены по Байкало-Патомскому региону, где ИГГД АН СССР проводились специализированные геолого-геохронологические исследования.

## Последовательность развития и рудоносность Байкало-Патомского региона

После работ Е.В. Павловского, Н.С. Шатского, Л.И. Салопа, В.А. Амантова и др. Северное Прибайкалье стало рассматриваться как классическая область проявления байкалид [30]. Однако в последние годы такая точка зрения стала оспариваться С.П. Кориковским и В.С. Федоровским [16], которые наметили подобие между раннепротерозойским Удоканским и Бодайбино-Патомским прогибами и отнесли толщи, вмещающие Бодайбинские золоторудные месторождения, полиметаллические руды Холоднинского месторождения и Мамские слюдоносные пегматиты, к образованиям раннего докембрия.

Полученные в последние годы материалы (большей частью опубликованные) позволяют восстановить старую точку зрения и "реабилитировать" байкалиды Байкало-Патомского региона.

В табл.1, составленной автором совместно с Л.А. Неймарком и Е.Ю. Рыцком, приведена последовательность событий четырех различных по тектоническим режимам зон — от внутренней Олокитской колчеданно-полиметаллической к внешней Мамской мусковитовых пегматитов, далее Бодайбинской эпикратонной золоторудной и затем окраинной Приленской полиметаллической и угленосной (рис. 2).

Особенностью Байкало-Патомского региона, как и вообще структур на границах щитов, является очень длительное унаследованное развитие, в итоге здесь совмещаются элементы зональности трех различных геологических и металлогенических эпох — раннедокембрийской (свекофенской), рифейской (байкальской), палеозойской (каледоно-герцинской).

Последовательность смены зон здесь однонаправленная с запада и северо-запада на восток и юго-восток от образований раннепротерозойского Акитканского пояса к рифейским зонам (Мамской, Олокитской, Бодайбинской) и далее к палеозойско-мезозойским зонам Забайкалья.

Раннедокембрийские образования внешней дуги Акитканского вулкано-плутонического пояса детально охарактеризованы А.А. Бухаровым, Ф.Л. Летниковым, П.М. Хреновым и др. [2], а в последние годы дополнительно изучались А.М. Ларионым, Л.А. Неймарком и Н.Н. Предтеческим.

В результате U-Pb методом датирования по циркону подтверждены данные об образовании кислых вулканитов и гранитов Акиткана в конце раннего протерозоя. Получены датировки вулканитов — 1880 млн лет; двух генераций гранитов — 1927 и 1870 млн лет; датированы также редкометальные пегматиты и метасоматиты, локализованные в Абчадской зоне смятия вдоль границы Чуйской глыбы раннедокембрийского кристаллического фундамента и Олокитской зоны. Для пегматитов и метасоматитов установлено два максимума развития примерно в интервалах около 1700 и 350 млн лет; последнее значение — за счет герцинского омоложения [22].

Остальные зоны складчатых систем ранних протерозоид перекрыты более молодыми образованиями рифейского возраста. Не ясным остается возраст нюрундуканского (муйского) офиолитового комплекса.

Н.Л. Добрецовым [13] он отнесен к раннему протерозою, но с учетом зональности региона может оказаться и более молодым. В настоящее время исследование этого комплекса проводит Н.И. Московченко. Наиболее интересные данные были получены в последние годы по датированию различными изотопными методами комплексов пород Олокитской, Мамской, Бодайбинской зон, содержащих главные промышленно ценные месторождения региона.

*Таблица 1*

**Главная последовательность развития геологических образований главнейших рудоносных зон Байкало-Патомского региона**

<table>
<tr><th>Возраст</th><th>Олокитская</th><th>Мамская</th><th>Бодайбино-Патомская</th><th>Приленская</th></tr>
<tr><td>1</td><td>2</td><td>3</td><td>4</td><td>5</td></tr>
<tr><td>KZ</td><td colspan="3">Сводовое поднятие, рифтогенез; россыпи золота, олова</td><td></td></tr>
<tr><td>MZ</td><td colspan="3">Рои даек лампрофиров</td><td>Континентальные угленосные</td></tr>
<tr><td>C—P</td><td colspan="2">Нефелиновые сиениты, граносиениты, сыннириты (320—305 млн лет)</td><td>Дайки лампрофиров (320 млн лет)</td><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td rowspan="2"></td><td colspan="2">Посторогенные гранит-гранодиориты (конкудеро-мамаканские граниты) с редкометальным (Mo, W и Sn-W) оруденением</td></tr>
<tr><td>Слюдоносные пегматиты (320 млн лет)</td><td>Золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение</td></tr>
<tr><td>D—C</td><td colspan="3">Метаморфизм; мигматит-граниты, синорогенные граниты (мамско-оронские)</td></tr>
<tr><td>C—D</td><td>Перерыв, выветривание</td><td colspan="2"></td><td>Терригенно- карбонатные</td></tr>
<tr><td>V</td><td colspan="3">Метаморфизм; гранитоиды (610—600 млн лет?)</td><td>То же</td></tr>
<tr><td>$R_3$—V</td><td colspan="3">Карбонатно-терригенные грубообломочные, молассы (холоднинская свита) с галькой гранитов, пегматитов, ультраосновных пород; залегают с угловым несогласием</td><td>Грубообмолочный комплекс чехла с проявлениями полиметаллического оруденения в связи с рифтогенными фациями</td></tr>
<tr><td>$R_3^2$</td><td colspan="3">Контрастная базальт-риолитовая вулканическая толща (сыннырская свита); образование расслоенных интрузий (Довыренский, Чайский и другие массивы) (700—650 млн лет) с Fe-Ti и Cu-Ni проявлениями</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td></td><td colspan="3">Метаморфизм, складчатость, особо сильный дислокационный метаморфизм в шовных зонах (Олокитская и другие зоны), гранитизация</td></tr>
<tr><td>$R_3^1$</td><td rowspan="2">Карбонатно-вулканогенно-терригенные (рифтогенные, островодужные?)<br>Карбонатно-углисто-сланцевые, кремнисто-карбонатно-черносланцевые, базальт-риолитовые (тыйская свита), вмещают баритовые и колчеданно-полиметаллические руды (Холоднинское месторождение) (800—700 млн лет)</td><td colspan="2">Карбонатно-терригенные (палеошельфа)</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Сокращенной мощности</td><td>Большой мощности с углеродистыми толщами, обогащенными Au, Co, Cu, Ni и др. (бодайбинская и кадаликанская свиты, мощность соответственно 1—2 и 3 км), вмещают Au-кварцевое и Au-сульфидное оруденение</td></tr>
</table>

*Таблица 1* (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| $R_2$(?) | В основании высокоглиноземистые сланцы, железистые кварциты (Тыйское месторождение) | Слоистые терригенные, терригенно-карбонатные высокоглиноземистые толщи — дистен-гранат-слюдяные, двуслюдяные амфиболовые гнейсы (мамская свита, мощность 5—6 км); вмещают слюдоносные пегматиты | | |
| $R_1$ | Сводообразование; формирование высокоглиноземистых карбонатно-терригенных пород (пурпульская свита) | | | |
| $PR_1$ | Вулканогенно-плутонический Акитканский пояс (1900—1800 млн лет); складчатые гранито-гнейсовые комплексы и офиолиты (?) свекофенского цикла | | | |

Олокитская зона рассматривается как позднерифейский рифт — трог, сложенный вулканогенно-терригенными толщами со стратиформным Cu-Zn-Pb колчеданным оруденением, приуроченным к вулканогенно(базальт-риолитовой)-карбонатно-черносланцевой формации. Датирование гидротермально-измененных пород и изотопных отношений свинца в рудах позволило установить время их образования в интервале 800—700 млн лет [24, 25]. Возможно, что в заключительные периоды развития Олокитского рифта вдоль его юго-восточной границы происходила частичная субдукция с проявлением островодужного магматизма вдоль формирующегося шва.

Новый этап развития трога связан с образованием вулканитов сыннырской свиты и основных расслоенных интрузий (Довыренский, Чайский и другие массивы). Этот этап охватывает интервал от 700 до 650 млн лет: кварцевые толеиты сыннырской свиты — 700 млн лет по Rb-Sr методу [4], оливиновые габброиды Довыренского массива, изучавшиеся Ю.В. Амелиным, — 700±20 и Чайского — 660±16 млн лет (Sm-Nd метод по магматическим минералам). При этом по величине Σ Nd, варьирующей в пределах от −14,6 до +7,1, установлено формирование расслоенных массивов на континентальной и, возможно, на переходного типа коре сложного гетерогенного строения [23]. С расслоенными интрузиями связаны небольшие проявления медно-никелевой и медной минерализации.

Характерной особенностью Олокитской зоны является то, что в ходе последующей геологической истории она превратилась в узкую сильно сжатую линейную тектоническую структуру, ограниченную протяженными зонами разломов с милонитами, с сильно динамо- и термально-метаморфизованными породами и рудами в центральной части. Как ранее было показано в работе Ю.М. Соколова, С.И. Турченко, С.А. Бушмина [34], первичные рудные концентрации в процессе регрессивного метаморфизма преобразованы и слагают в настоящее время сложные реометаморфические залежи. Метаморфизм, судя по результатам Rb-Sr датирования метапелитов, полученным И.М. Гороховым, происходил в интервале 600—550 млн лет, т.е. в венде, что в целом, как мы увидим, типично для всех байкалид.

В Байкало-Патомском регионе метаморфизм возраста 700, 600—550 млн лет, особенно дислокационный, может быть рассмотрен как реакция на новые активные тектонические движения типа раздвигов в более южной части на территории Забайкалья в связи с началом формирования каледоно-герцинских поясов.

Мамская зона, содержащая основные слюдоносные пегматиты региона, разви-

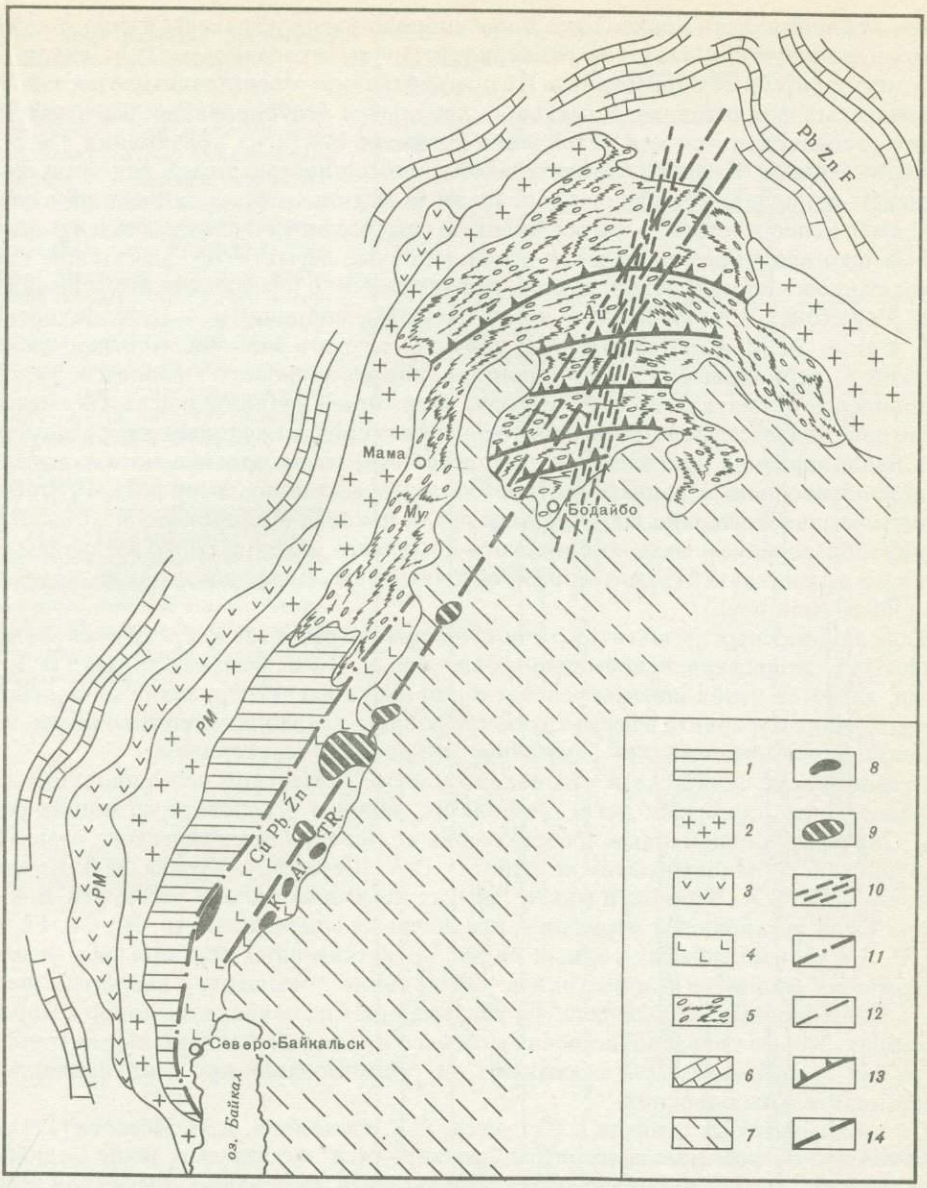



*Рис. 2.* **Схема геологического строения Байкало-Патомского региона и важнейшие рудоконтролирующие факторы. Составили Д.В. и И.К. Рундквист**

*1* — выходы раннедокембрийского фундамента, частично перекрытые осадочными метаморфическими породами раннего и позднего протерозоя; *Му* — зона широкого распространения гранитных пегматитов, в том числе слюдоносных; *2, 3* — вулкано-плутонический Акитканский пояс: *2* — существенно плутонические, *3* — вулканические разности пород; *4* — Олокитский рифтогенный прогиб с осадочно-вулканогенными породами позднего рифея; *5* — карбонатно-терригенные, в том числе углеродистые породы Бодайбинского эпикратонного прогиба; *6* — перикратонный прогиб, сложенный терригенно-карбонатными толщами рифея—венда со стратиформным полиметаллическим оруденением — внешняя граница Байкало-Патомского сводового поднятия; *7* — простирание палеозойских гранитоидов зон тектоно-магматической активизации; *8, 9* — интрузии: *8* — основных и ультраосновных, *9* — щелочных пород; *10* — направление распространения даек лампрофиров ($PR_3$—$PZ_{1-2}$); *11* — ось рифейского ($PR_3$) рифтового прогиба с колчеданным оруденением (Холоднинское полиметаллическое месторождение); *12* — ось максимальных мощностей осадочных пород Бодайбинского эпикратонного прогиба; *13* — зоны надвигов в пределах Бодайбинского эпикратонного прогиба; *14* — ось палеозойской рифтовой зоны, контролирующей щелочной магматизм D—C и K-Al-TR минерализацию (Сыннырское месторождение)

валась принципиально иначе. Здесь более широко распространены и имеют важное рудоконтролирующее значение раннерифейские высокоглиноземистые кварц-карбонатно-терригенные образования. Позднерифейские — переслаивание песчаников, углеродистых филлитов, известняков — проявлены редуцированно. Мамская зона может рассматриваться как устойчивое поднятие почти на протяжении всего рифейского периода. В связи с относительной маломощностью рифейских толщ гранито-гнейсы раннедокембрийского основания залегают здесь на небольшой глубине (1—3 км?), непосредственно слагая Чуйскую глыбу. Многочисленные тела гранитоидов мамско-оронского комплекса и слюдоносные пегматиты, залегающие среди высокоглиноземнистых пород, имеют, как установлено последними исследованиями И.М. Горохова, Л.А. Неймарка, по материалам, собранным С.П. Кориковским, М.Е. Салье, Ю.М. Соколовым, А.И. Сезько, возраст 360—300 млн лет, т.е. герцинский — карбоновый (355±5 — граниты мамско-оронского комплекса, 324±5 — слюдоносные пегматиты по U-Pb методу). Формирование слюдоносных пегматитов в этой зоне является следствием целого ряда факторов, из которых следует подчеркнуть неоднократное проявление в комплексе основания прогиба метаморфизма и гранитообразования в раннем протерозое, затем в этап позднерифейской стабилизации (предположительно 600—550 млн лет) и наконец в герцинский с мощнейшим гранитообразованием мамско-оронского комплекса, завершаемого развитием роев даек и малых интрузий гранит-порфиров и кварцевых порфиров, а также лампрофиров (300±7 млн лет).

Для слюдоносных пегматитов очень существенно развитие их среди высокоглиноземистых толщ рифеид, недосыщенных щелочами. Последнее, как показал В.Д. Никитин, является необходимым условием широкого распространения метасоматоза и образования мусковита в пегматитах, требующих удаления излишнего калия, освобождающегося при реакциях замещения микроклина мусковитом.

Бодайбинская зона в связи с золотоносностью, известной еще в прошлом веке, изучалась очень многими исследователями, начиная с основополагающих работ В.А. Обручева. Современные представления об истории геологического развития и золотоносности основываются на работах С.А. Шера, В.А. Буряка, В.В. Коткина, Н.А. Суслова, В.А. Боброва и многих других исследователей. В частности, В.А. Буряком были установлены первичные повышенные содержания Au, Ni, Co, Fe, Mn, Mg, P, S в черносланцевых толщах рифея, представленных чередованием углеродсодержащих филлитов и известняков. Обнаружена повышенная натриевая щелочность золотоносных черных сланцев, указывающая на накопление пород в морских бассейнах. Кроме того, соотношения окисного и закисного железа, повышенные содержания сульфидной серы указывают на существование при осадконакоплении восстановительных условий.

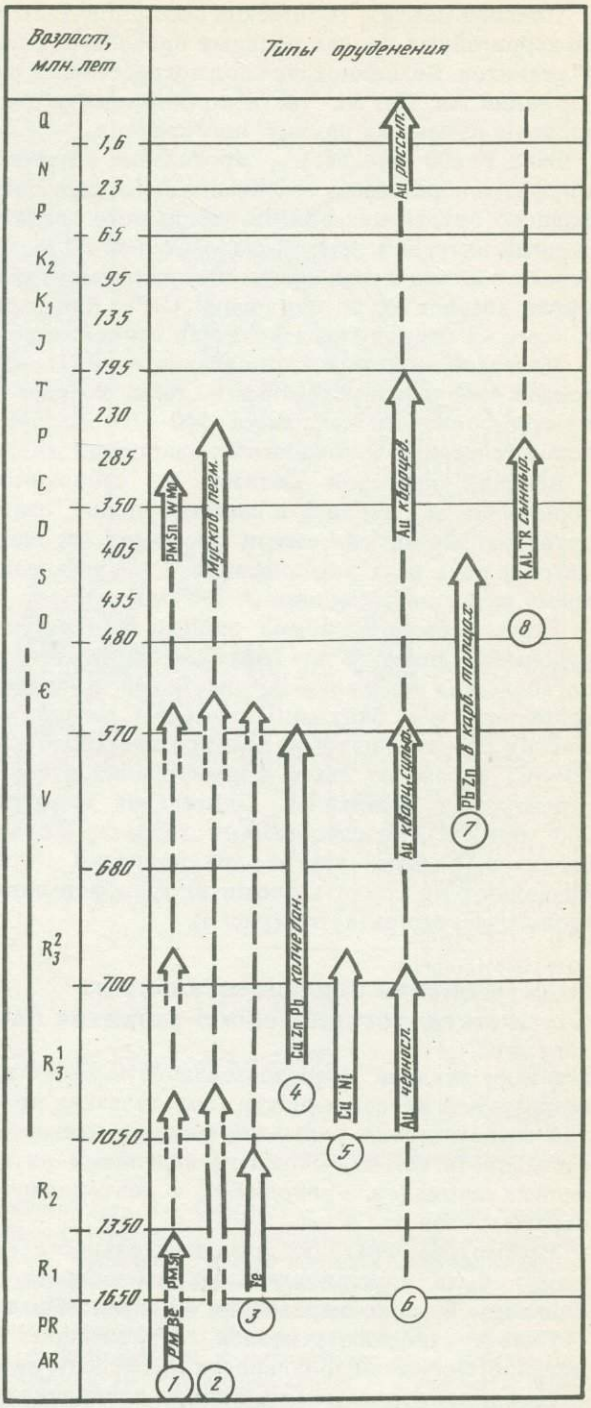
По геохимическим данным Г.С. Гусева, С.К. Соколова, А.И. Пескова [12] установлено, что погребенные палеорифты "маркируются" в осадочном чехле Бодайбинского прогиба особо повышенными содержаниями мантийных элементов, таких, как Ni, Co, Cr.

Существенны также материалы автоматизированной обработки линеаментов по снимкам (И.К. Рундквист, Л.В. Тарасенкова, М.Ю. Данилова), позволившие в пределах изометричного Бодайбинско-Патомского прогиба выделить линейную зону, трассирующую продолжение Олокитского трога как главной рудоносной структуры региона под Бодайбинским прогибом. Вдоль этой зоны, совпадающей к тому же по геофизическим данным с максимальными мощностями прогиба, локализуются главные золоторудные проявления.

Из изотопно-геохимических определений, проведенных Л.А. Неймарком по материалам М.Ю. и Т.Н. Смирновых, очень существенно датирование гранитоидов (U-Pb), даек лампрофиров (Sm-Nd) и определение модельных возрастов руд по Pb-Pb методу. В итоге может быть предварительно намечена следующая последовательность событий.

*Рис. 3.* **Схема развития оруденения Байкало-Патомского региона**

*1* — редкометальные (*РМ*) граниты, пегматиты и метасоматиты Акитканского вулкано-плутонического пояса и зон наложения тектоно-магматической активизации; *2* — слюдоносные пегматиты Мамской зоны, отмечено время формирования вмещающих их высокоглиноземистых толщ $PR_2(R_1?)$; *3* — железистые кварциты Тыйского месторождения Олокитского трога; *4* — колчеданно-полиметаллические метаморфизованные руды Холоднинского и других месторождений Олокитского трога; *5* — медно-никелевые проявления расслоенных интрузий основных пород (Довыренская, Чайская); *6* — золоторудные проявления различных типов Бодайбинской зоны; *7* — полиметаллическое стратиформное оруденение в карбонатных толщах окраинного Приленского прогиба; *8* — калий-алюминий-редкоземельное оруденение Сыннырского месторождения щелочных интрузий палеозойских рифтовых зон; пунктир — эпохи предполагаемого преобразования руд



Поздний рифей — в морских восстановительных условиях накопление карбонатно-терригенных толщ с редкими прослоями в низах разреза туфового материала и вулканитов. Возникновение под погребенными рифтовыми зонами повышенных содержаний Au, Co, Ni. Частично обогащение, очевидно, происходило за счет сноса золота с размытых ранних протерозоид.

Венд (~600 млн лет) — проявление покровно-складчатых деформаций, метаморфизм, образование гранитоидов. Локализация золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения вблизи небольшого гранитоидного штока определила повышенный интерес к нему исследователей. Ю.М. Смирнов отнес породы Константиновского штока к гранодиоритам корово-мантийной природы. По данным Л.А. Неймарка возраст их по цирконам (U-Pb) предварительно определен в 600 млн лет. К тому же периоду исследователи относят и рои даек лампрофиров (I генерации).

Палеозой — новый этап складчатости (D—C), развитие основной части гранитоидов, зональный метаморфизм толщ. Возраст гранитоидов преобладающего здесь мамско-оронского комплекса 340—320 млн лет, по U-Pb методу. Возникновение новой генерации золотоносных кварцевых жил.

Верхний палеозой—мезозой — сводово-глыбовые движения, образование общего свода 1 порядка и систем куполов, овалов 2—3 порядка с радиальными и ортогональными системами разломов, проявление протяженных (сотни километров) роев даек лампрофиров. Самарий-неодимовое изучение их выявило, что время развития последних — 300 млн лет.

Таким образом, новые данные подтвердили рифейский возраст основных рудовмещающих толщ Байкало-Патомского региона. Вместе с тем выявлена органическая взаимосвязь рифейской и палеозойской активной тектонической деятельности в Байкало-Патомском регионе и унаследование в ходе развития многих структурных черт раннего протерозоя. Главнейшие палеозойские события (D—C) отражают связь формирования этого региона с каледоно-герцинскими структурами Забайкалья. Длительная история региона (от 800—700 до 300—200 млн лет), унаследованный характер образования отдельных тектонических структур, рифтов—трогов, зон поднятий с гранитоидами различных генераций позволяют проследить сложную трансформацию генетических типов руд в ходе геологического развития (рис. 3).

## Главная последовательность металлогенического развития байкалид

Понятие главной последовательности было введено ранее [28] для отражения генеральной направленности геологических процессов, последовательности развития геологических формаций и типов месторождений. Реально главная последовательность всегда осложнена явлениями ритмичности, цикличности, пульсации многих порядков, приводящих к повторному образованию сходных формаций, парагенезисов руд и т.д.

Рассмотрим главную последовательность развития байкалид, как она сейчас может быть восстановлена по имеющимся данным для Енисейского кряжа, Таймыра, Тимана, в сравнении с Байкало-Патомским регионом.

Схемы строения регионов, отражающие наиболее существенные элементы металлогенической зональности, приведены на рис. 4.

Для рассматриваемых регионов предпринята попытка провести самую общую корреляцию осадочных, магматических и рудоносных комплексов и наметить главную последовательность их развития (табл. 2—4). Следует подчеркнуть, что корреляция рифейских стратифицированных осадочных, вулканогенно-осадочных комплексов, а также магматических образований этих регионов, удаленных друг от друга на сотни и тысячи километров, наталкивается на значительные трудности, связанные с отсутствием надежно датируемой фауны или

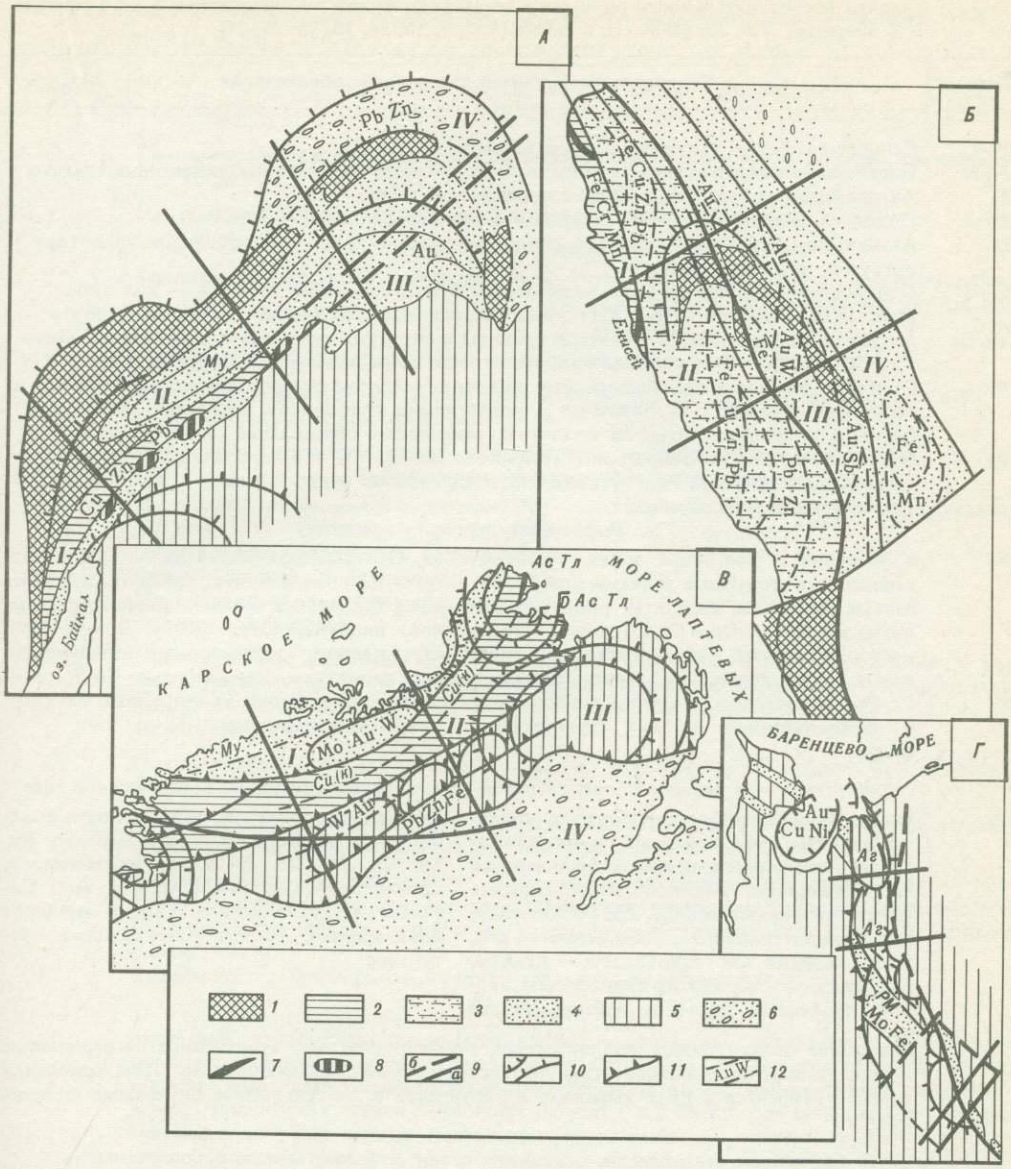



*Рис. 4.* **Схемы строения байкалид**

*А* — Байкало-Патомский регион, *Б* — Енисейский кряж, *В* — Таймыр, *Г* — Тиман; *1* — раннедокембрийское складчатое основание; *2—4* — рифейские структуры: *2* — с широким развитием вулканитов, *3* — вулканогенно-сланцево-карбонатные, *4* — терригенные песчано-сланцевые, терригенно-карбонатные; *5* — палеозойские образования складчатого и плитного комплексов; *6* — мезо-кайнозойские образования; *7* — гипербазиты шовных зон; *8* — щелочные комплексы; *9* — важнейшие разломы (*а*), линеаменты (*б*); *10* — своды и впадины; *11* — надвиги, покровы; *12* — характерные рудные зоны, минерализация; важнейшие металлогенические и тектонические зоны Байкало-Патомского региона (*I* — Олокитская, *II* — Мамская, *III* — Бодайбинская, *IV* — Приленская); Енисейского кряжа (*I* — Приенисейская, *II* — Западно-, *III* — Центрально-, *IV* — Восточно-Енисейские); Таймыра (*I* — Прикарская, *II* — Северо-Таймырская, *III* — Гор-Быранга, *IV* — Енисейско-Хатангская); *Ас* — асбест, *Аг* — агат, *Му* — мусковит, *Тл* — тальк, *РМ* — редкие металлы

*Таблица 2*

**Главная последовательность развития Енисейского кряжа по материалам Г.Н. Бровкова, Т.Я. Корнева, Л.В. Ли (1984 г.), а также [5, 7, 9, 10, 14, 15, 18, 25, 31]**

| Возраст | Геологические события, главнейшие образования |
|---|---|
| P—Q | Сводово-глыбовые движения, эрозия; россыпи Au, Sn, Ti |
| J—K | Платформенно-авлакогенное развитие; в $J_3$—$K_1$ — щелочные сиениты, лейцитовые трахиты |
| T | Активизация, рифтогенез; траппы с проявлением меди |
| C—P | Поднятия, сводообразование; перерыв в осадконакоплении |
| D | Активизация, повторный орогенез, сводообразование (аркогенез); небольшие гранитные интрузии, щелочные сиениты |
| C—S | Платформенное развитие (проявлено ограниченно); отложения кембрия — доломиты, известняки, алевролиты со структурным несогласием перекрывают толщи протерозоя |
| V—$C_1$ | Активизация, рифтогенез; щелочные граниты и сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты (650—550 млн лет), карбонатиты с апатит-титан-редкоземельным оруденением |
| V | Орогенез, переход к платформенному развитию; молассы, терригенно-пестроцветные, терригенно-кремнисто-карбонатные с проявлениями фосфоритов, магнезита, талька (чапская, тасеевская свиты); на поднятиях завершается образование гранитов |
| $R_3$—V | Орогенез; карбонатно-терригенные (ослянская свита); Mn — в карбонатных отложениях, в корах выветривания; Fe — гематит-лептохлоритовые руды; залегают с угловым и стратиграфическим несогласием |
| | Рифтогенез, переход к орогенезу |
| $R_3$ | в Западной и Восточной зонах — рифтогенные островодужные вулканогенно-терригенные (базальты, андезиты, риолиты), дациты, риолиты с Cu и Pb-Zn колчеданными месторождениями, вулканогенно-черносланцевые известковые со стратиформными Cu-Pb-Zn месторождениями в карбонатных и черносланцевых толщах (тунгусикская свита) на Центральном поднятии — мигматит-граниты, гранодиориты, граниты, лейкограниты нормальной эволюционной (гомодромной) направленности (900—560 млн лет), керамические, слюдоносные и редкометальные пегматиты, Sn-скарновые, Sn-W грейзеновые проявления, Fe-скарновые, Au-кварцевые, Au-сульфидные |
| | Рифтогенез — в Западной зоне, развитие эпикратонных впадинах — в Восточной зоне |
| $R_2$ | вулканогенно-сланцево-карбонатные (спилиты, диабазы, туфы основных пород) в основании — песчано-сланцевая толща, в верхней части базальты, риолиты; месторождения железистых кварцитов Cu, Zn, Pb колчеданные (сухопитская свита, мощность 2—4 км). Вдоль шовных зон гипербазиты — дуниты, гарцбургиты и перидотит-пироксениты, габбро; проявления хромита, асбеста, талька сланцево-карбонатные, черносланцевые, аспидные с повышенными содержаниями Au, Sb, Cu, Pb, Zn, W и других металлов, проявления W-стратиформного, Au, Cu-Pb-Zn черносланцевого типов; вмещают Au-кварцевое, Au-Sb и Au-сульфидное оруденение |
| $R_1$(?) | Заложение эпикратонных впадин; терригенно-карбонатные, терригенные, углеродистые с повышенной металлоносностью; интенсивно метаморфизованные (на этом основании нередко относятся к $PR_1$); вмещают Au-кварцевое и Au-сульфидное оруденение (тейская свита) |
| $PR_1$ | Складчатое свекофенское основание; гранито-гнейсы, кристаллические сланцы |

*Примечание.* Количество вулканитов в рифейских толщах уменьшается по направлению с запада на восток.

флоры, ограниченностью достоверных изотопно-геохронологических определений, а также резко различно проявленным зональным метаморфизмом, существенно изменяющим состав, структуры и текстуры пород.

В свете этого понятно, что многие основополагающие вопросы — время заложения прогибов, проявления рифтогенеза, метаморфизма и рудообразования, формирования траппов, щелочных комплексов и руд различных типов — остаются для рифейского периода в целом и для байкалид в частности проблематичными и дискуссионными.

Как следует из табл. 1—4, устанавливается много общих черт истории формирования рассматриваемых регионов. Это во всех случаях структуры

*Таблица 3*

**Главная последовательность развития Таймыра по материалам В.В. Беззубцева (1989 г.), а также [6, 9, 26]**

| Возраст | Геологические события, главнейшие образования |
|---|---|
| P—Q | Сводово-глыбовые движения, эрозия; четвертичные ледниковые отложения, россыпи — Au, Ti, Sn |
| $K_2$ | Платформенное развитие; морские песчано-глинистые отложения |
| $J_3$—$K_1$ | Активизация, авлакогены, рифтогенез |
| | терригенные угленосные, каменный уголь — щелочные и нефелиновые сиениты, дайки лампрофиров; проявления Hg, Sb, Au, As, флюорита |
| $J_{1-2}$ | Платформенные континентальные, морские (алевролиты, песчаники) |
| $P_2$—T | Активизация, рифтогенез; траппы (базальты, долериты), габбро-пироксениты; Cu-Ni оруденение, проявления самородной меди |
| $C_{2-3}$—$P_1$ | Активизация, повторный орогенез, сводообразование (аркогенез), образование складчато-надвиговых систем |
| | интенсивный гранитоидный магматизм (270—230 млн лет) — гранодиориты, граниты, лейкограниты; керамические, слюдоносные, редкометальные пегматиты; Sn, W, Au, Mo оруденение — порфировое, кварцево-жильное, грейзеновое — платформенные карбонатные — известняки, мергели, доломиты |
| $C_2$—$C_{1,2}$ | Платформенное развитие; морские осадки, переходящие в континентальные к $D_{2-3}$; черносланцевые (аргиллит-кремнисто-сланцевые с прослоями известняков) и карбонатные (известково-мергелисто-доломитовые) с ангидритом и гипсом; $D_3$—$C_1$ — коры выветривания |
| V—$O_1$ | Платформенное развитие; черные сланцы, известняки, на рубеже $C_2/C_3$ перерыв в осадконакоплении |
| R—V | Орогенез; молассы — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты (гусиноозерская, посадочная свиты, мощность 1,5 км), залегают с несогласием |
| R | Рифтогенез, переход к орогенезу; вулканогенно-континентальные (снизу вверх) — андезиты—базальты, базальты—риолиты, риолиты—андезиты—базальты (дорожненская, борзовская, лаптевская, октябрьская свиты, суммарная мощность 3—4 км), залегают с несогласием<br>Складчатость, метаморфизм, граниты керамические, пегматиты (?)<br>Рифтогенез<br>осадочные карбонатно-терригенные — песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, (каньенская свита, мощность до 4 км); черные сланцы с повышенными содержаниями Fe, S, Cu, Zn, Pb, Bi, Co, Au — вулканогенные — базальты, трахибазальты, базальты—риолиты (светлинская свита, мощность 0,5 км), Cu и Pb-Zn колчеданные проявления — интрузивные — альпинотипные гипербазиты (хромит, асбест, тальк), габбро, габбро-диабазы (Fe-Ti проявления), перидотиты—пироксениты—нориты (Cu-Ni проявления |
| $R_2$(?)—$R_3$ | Развитие авлакогенов, эпикратонов; карбонатные (доломиты, известняки) толщи с прослоями песчаников, алевролитов, туфов, вулканитов трахибазальт-базальтового, базальт-риолитового состава, габбро-диабазы (колосовская свита, мощность 1,4 км); черные сланцы с повышенными содержаниями Pb, Zn, Cu, Ti, Au и др., проявления Pb-Zn оруденения в карбонатных породах |
| $R_2$(?) | Платформенное развитие; континентальные — терригенные песчано-глинистые толщи с базальными конгломератами (красноречинская свита, мощность 0,2—0,3 км) |
| $R_1$ | Поднятие, эрозия, коры выветривания |
| AR—$PR_1$ | Складчатое свекофенское основание; кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, кальцифиры, графитсодержащие мраморы, кварциты |

*Примечание.* С северо-запада на юго-восток от зон *I—II* к *III* (см. рис. 4,*В*) складчатые байкалиды сменяются платформенными рифейскими комплексами; в байкалидах от зоны *I* к зоне *II* возрастает роль вулканогенных образований.

*Таблица 4*

**Главная последовательность развития Тимана по материалам В.Г. Гецена и др. (1985 г.), О.С. Кочеткова (1984 г.), а также [1, 8, 17, 35]**

| Возраст | Геологические события, главнейшие образования |
|---|---|
| P—Q | Сводово-глыбовые движения, эрозия; железорудная минерализация, россыпи Ti, Au |
| J—K(?) | Платформенное развитие; континентальные терригенные, горючие сланцы, проявления Fe, фосфоритов |
| $P_2$—T | Активизация, рифтогенез; траппы (базальты, лимбургиты, долериты), сланцы, песчаники, конгломераты; в $T_3$—$J_1$ проявления Bi и Hg |
| $C_1^2$—$P_1$ | Платформенное развитие; морские терригенно-карбонатные, лагунные, карбонатно-сульфатно-галогенные |
| $D_3$—$C_1$ | Поднятие, эрозия; кора выветривания, бокситы, россыпи Ti, Zr |
| $D_{2-3}$ | Активизация, рифтогенез; траппы (долериты, базальты); месторождения агатов, проявления пренита, цеолитов, самородной меди; кимберлиты (алмазы?) |
| S—$D_1$ | Платформенное развитие; морские, переходящие в лагунные и континентальные (снизу вверх) — карбонатные, терригенные, терригенно-вулканогенные, коры выветривания; проявление Cu-Pb-Zn минерализации в кабонатных породах, бокситы, фосфориты, россыпи |
| Є—O | Поздний орогенез, "тафрогенные" образования<br>вулканиты — базальты, пикриты; интрузии габбро-сиенит-гранитные; проявления апатита, Fe, Ti; интрузии, дайки габбро-диабазов, габбро с Cu-Ni оруденением вдоль линейных зон разломов |
| V—Є | Орогенез, складчатость, метаморфизм, гранитизация; интрузии гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов, гранит-мигматиты, редкометальные и слюдяные пегматиты, проявления Mo, (Au) |
| $R_3$—V | Рифтогенез, переход к орогенезу<br>морские пестроцветные, карбонатные (быстринская свита, мощность 2—3 км); возможно, метаморфизм (750—720 млн лет); габбро-диабазы |
| $R_3$ | Рифтогенез<br>морские сероцветные, черносланцевые, с прослоями углисто-глинистых сланцев, аргиллитов с повышенными содержаниями фосфора, TR, PM, Au, Ti, проявления Cu, Pb, Zn (джижимская свита, мощность 2—3 км), перерыв, угловое несогласие; габбро-диабазы с проявлением Cu-Ni оруденения |
| $R_2$—$R_3$ | Развитие эпикратонных впадин<br>морские сероцветные песчано-глинистые с прослоями аспидных сланцев с повышенными содержаниями рудных элементов, в том числе Au, Sb и др. (светлинская и чатлаеская свиты, мощность 1,5—2 км); габбро-диабазы |
| $R_1$ | Развитие сводово-глыбовых движений, эрозия; кора выветривания, свекофенские образования |
| $PR_1$ | Складчатое основание — кристаллические сланцы, гранито-гнейсы свекофенского (2,2—1,8 млрд лет) |

*Примечание.* **Общее количество вулканитов в рифтогенно-эпикратонных рифейских толщах возрастает по направлению с запада на восток.**

активного тектонического развития в позднем рифее с широким распространением терригенных, терригенно-карбонатных пород, метаморфизованных до уровня зеленосланцевой или альбит-эпидотовой, а в ареалах интрузий и в зонах разломов до амфиболитовой фации. Характерны среднепалеозойские коры выветривания по рифейским породам. С венда (Енисейский кряж), кембрия—ордовика (Таймыр, Байкало-Патомская область) или силура (Тиман) в этих регионах устанавливается платформенный режим. В девоне—карбоне и в отдельных случаях в триасе—юре происходит активизация и проявляется базальтоидный, щелочно-базальтоидный, щелочно-ультраосновной и (или) кимберлитовый магматизм.

Чрезвычайно характерно также образование в фанерозое на месте рассматриваемых рифейских структур крупных сводовых поднятий, состоящих из систем куполов, депрессий, рифтовых грабенообразных впадин, разбитых густой сетью продольных, поперечных и радиальных разломов.

По существу, современная структура этих регионов определяется сочетанием четырех главных элементов, отражающих последовательность развития: первичного расположения фациально-формационных зон, покровно-складчатых дислокаций, овальных и концентрических структур сводов и депрессий орогенического этапа и тектоно-магматической активизации, а также долгоживущих зон разломов — продольных, поперечных и диагональных, разделивших эти регионы на блоки, эродированные в различной степени (см. рис. 4).

Кроме этого, отметим, что рифейские рифтогенные структуры рассматриваемых регионов, судя по имеющимся материалам, имеют внутри- или окраинно-континентальный характер. Так, рифеиды Таймыра распространяются в виде полосы между Карской раннедокембрийской плитой и Сибирской платформой, Енисейского кряжа — вдоль западной границы Сибирской платформы с крупным раннедокембрийским блоком (Приенисейским, по В.С. Суркову) Урало-Монгольского пояса, отраженным на всех картах фундамента Западно-Сибирской платформы [18, 36]. Рифеиды Байкало-Патомского региона развиваются внутри протерозойской складчатой системы. Относительно Тимана существуют две точки зрения, по одной из них это окраинно-континентальный рифт, к востоку от которого находилась океаническая область, а по другой — внутриконтинентальный рифт, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от ее северо-восточной части — Большеземельской Тундры, где раннедокембрийский складчатый фундамент погружен на большие глубины.

Судя по составу стратифицированных комплексов, рифеиды — это главным образом образования шельфовых и внутриконтинентальных морей длительного развития, осадки в которых достигают мощности от 2—3 до 5—6 км и более. Преобладают сланцы, песчаники, известняки, в подчиненных количествах развиты основные вулканиты и туфогенно-осадочные породы, характерны черные сланцы, углеродсодержащие известняки, из вулканических пород — базальты, риолиты, иногда щелочные базальтоиды. Эти комплексы установлены во всех регионах — на Тимане, Таймыре, Енисейском кряже, Байкало-Патомском нагорье. В их основании расположены глубоко метаморфизованные комплексы раннего докембрия — гнейсы, кристаллические сланцы, граниты с признаками последующего интенсивного регрессивного метаморфизма.

Наряду с карбонатно-терригенными впадинами прослеживаются узкие линейные зоны типа грабенов или рифтов, входящих в структуры "рамы", со значительно большей мощностью терригенных комплексов молассоидного типа и более широким развитием вулканитов основного состава (базальты, щелочные базальтоиды) и последовательно дифференцированного или контрастного типа (базальт-андезитовая, базальт-риолитовая). Для Таймыра это внутренняя зона рифеид, для Байкало-Патомского региона — Олокитский трог, для Енисейского кряжа — западная зона, для Тимана — восточная, погребенная под фанерозойским платформенным чехлом. В строении таких рифтогенных зон можно видеть

элементы аналогии в чередовании толщ. Наиболее характерно это проявляется в Олокитской и Южно-Таймырской рифтогенных структурах. Здесь на высокоглиноземистых сланцах залегает триада с нижней — вулканогенно-карбонатно-черносланцевой, средней — карбонатно-терригенно-черносланцевой (углеродсодержащей) и верхней — вулканогенной контрастной (базальт-риолитовой) формациями.

В эпикратонных впадинах верхняя вулканогенная толща обычно отсутствует и замещается терригенной карбонатно-молассоидной. Возможно, в ряде случаев это уже образование позднего рифея—венда. Средняя часть триады становится резко превалирующей и характеризуется сложной ритмичностью 2—3 порядка — чередованием карбонатных и терригенных углеродсодержащих пород с прослоями филлитовых сланцев. Типичной чертой рифейских байкальских образований является широкое распространение тонкослоистых монотонных, без резких угловых и стратиграфических несогласий толщ мощностью до 3—5 км, накопление которых растягивалось на огромные интервалы времени — 200—400 млн лет и более. В целом это выделяет рифейский период, в том числе позднерифейский — байкальский, как очень спокойный в тектоническом отношении. Малая распространенность моласс свидетельствует об отсутствии в этот период интенсивных горообразовательных процессов и расчлененного рельефа.

Со стратифицированными комплексами поздних рифеид связаны месторождения Cu-Zn-Pb колчеданные, Au-черносланцевые с вулканогенно-черносланцевыми и карбонатно-терригенными черносланцевыми толщами, Pb-Zn стратиформные с более высоко залегающими карбонатными толщами, а также железокремнистые, гематитовые или гематит-лептохлоритовые руды орогенных терригенных и терригенно-карбонатных комплексов. Общей особенностью рудоносности осадочно-вулканогенных комплексов является широкое проявление в них процессов метаморфизма, поэтому многие месторождения представляют собой типично метаморфогенные залежи (Холоднинское месторождение и др.).

Интрузивный магматизм также развивался во всех регионах по принципиально близкой схеме (см. табл. 1—4). Вместе с тем по времени и интенсивности проявления гранитоидного магматизма рассматриваемые регионы отчетливо различаются. На Енисейском кряже все события протекали несколько раньше и гранитоидный магматизм проявился растянуто в пределах центрального геоантиклинального поднятия в интервале от 900 до 600 млн лет [5, 14, 27]. В других регионах гранитоиды рифейского возраста проявлены редуцированно и основная часть их формируется в палеозое—мезозое.

Для всех регионов характерно проявление основных и ультраосновных пород. Одни из них — это типичные альпинотипные гипербазиты коллизионных швов — границ зон сочленения блоков. Эти гипербазиты представляют собой цепочки линзообразных тел, сильно измененных, превращенных в серпентиниты, родингиты, карбонатно-тальковые породы. Судя по реликтам, это обычно дунит-гарцбургиты, местами с небольшими телами хромитов (Енисейский кряж). Другие представляют собой расслоенные интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации с характерным проявлением Fe-Ti, Cu-Ni оруденения.

Типично также проявление в этих регионах щелочно-основных и карбонатитовых комплексов и связанного с ними редкометально-редкоземельного, апатитового, калийного и высокоглиноземистого оруденения. Они установлены в венде на Енисейском кряже и Тимане; в девоне — на Тимане (траппы, щелочные, ультраосновные, карбонатиты, кимберлиты); в девоне—карбоне — в Байкало-Патомском регионе (сынныриты); в поздней юре—раннем мелу — на Таймыре (нефелиновые сиениты, дайки лампрофиров).

Особенности геологических формаций байкалид позволяют сделать несколько выводов, касающихся тектонического режима их формирования.

Во всех рассмотренных случаях привлекает внимание растянутость во времени процессов образования стратифицированных осадочных и вулканогенных формаций, относящихся обычно или к рифтогенным, или к эпикратонным этапам развития. Орогенная стадия развития байкалид проявлена, как мы видим, практически во всех случаях редуцированно. Магматизм поздних рифеид, к которому ранее относили обширные поля батолитоподобных гранитоидов Байкало-Патомского региона, Таймыра, теперь, по данным изотопного датирования, относятся к позднепалеозойским образованиям (примерно 300—220 млн лет). Магматические образования конца рифея—венда (кембрия) во всех сопоставленных регионах проявлены незначительно и представлены небольшими телами гранитов, граносиенитов, габбро-сиенитов, габбро-норитов, лампрофиров. С ними связаны разнообразные типы оруденения, однако в большинстве случаев незначительных масштабов: титаномагнетитовое, медно-никелевое, молибденовое, редкометальное и редкоземельное. Как известно [28], подобные образования, по существу, характерны для поздних стадий эволюционного развития и характеризуют поздний континентальный рифтогенез.

В целом для байкалид характерно выпадение средних этапов *(II–IV)* и вместе с тем типично интенсивное проявление ранних и поздних рифтогенных, эпикратонных этапов — переходных к платформенному развитию. Это объясняет правомерность отнесения байкалид в целом (несмотря на частично проявленные образования *II–IV* этапов) к особому типу развития структур земной коры — рифтогенно-эпикратонному. Это совпадает с выводом, сделанным в последние годы С.Н. Ивановым, а также А.И. Русиным и А.А. Краснобаевым [29], что поздний докембрий Урала и в целом Урало-Монгольского пояса (1500—500 млн лет) имеет рифтогенную природу и представляет собой "первую половину" крупного рифейско-фанерозойского цикла развития литосферы, разрыв которой и образование океанической коры начались значительно позже, с ордовика (480 млн лет). Однако, несмотря на такую редуцированность развития байкальского тектономагматического цикла, значение байкалид для металлогении рассмотренных регионов очень велико. Байкалиды создали толщи осадочных (карбонатно-терригенных углеродсодержащих) и вулканогенных (щелочных базальтоидов и базальтов, а в ряде случаев последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацитовых и контрастных базальт-риолитовых) формаций с благоприятными условиями для формирования стратиформных залежей железа, марганца, полиметаллов первично-осадочного, биогенного и вулканогенно-осадочного происхождения. Кроме того, наличие в осадочных породах байкалид повышенных концентраций меди, никеля, кобальта, урана, золота, платины предопределило образование при последующих тектоно-магматических процессах крупных концентраций золото-сульфидной, золото-кварцевой, золото-сурьмяной минерализации, иногда платинометальной, а в ряде известных зарубежных провинций месторождений меди, кобальта, никеля, урана, серебра. Среди высокоглиноземистых толщ в последующем возникали промышленные месторождения мусковитовых пегматитов.

Отметив в целом сходное развитие байкалид в позднем рифее—венде, сделаем еще один вывод, касающийся особенностей их формирования в фанерозое. Палеозойско-мезозойская история байкалид определяется их структурной позицией в фанерозойских подвижных поясах. Так, на Тимане процессы активного тектонического развития завершаются в кембрии—раннем ордовике, что соответствует структурной позиции тиманид внутри Русской платформы. Соответственно палезозойско-мезозойские образования, в том числе девонский магматизм, имеют здесь чисто платформенный характер. В итоге Тиман можно представить как позднерифейско-вендские образования, не осложненные последующими процессами. Близок к этому и енисейский вариант развития. Здесь также байкалиды заключены внутри структур раннего докембрия. Активное развитие

также завершается, по существу, к венду, а последующая тектоническая история имеет черты типично платформенного развития. Вместе с тем в отличие от Тимана здесь наблюдается почти полный цикл тектоно-магматического развития с интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом нормального ряда эволюции от габбро-плагиогранитов до лейкогранитов и щелочных гранитоидов. В Байкало-Патомском регионе интенсивное развитие магматизма раннего и среднего палеозоя (до 300 млн лет) находится в очевидной связи с процессами формирования раннепалеозойских (каледонских) поясов вдоль всего юго-восточного обрамления Байкало-Патомского региона. Именно в этот этап формируются главные промышленные объекты региона — золоторудные, глиноземистые, редкоземельные и слюдоносные пегматиты. Наконец, четвертый вариант — таймырский — отражает особенности развития байкалид в позднем палеозое (и отчасти в мезозое), что увязывается с проявлением здесь позднепалеозойской складчатой системы гор Быранга и следующих за ними к югу мезозойских прогибов Тихоокеанской ветви пояса.

## О подразделении рифея и месте байкалид в общей истории геологического развития

Как это ни удивительно, рифейский период является одним из наименее изученных отрезков геологической истории. С одной стороны, это связано с тем, что, как отмечали еще Г. Штиле, Н.С. Шатский, а позднее В.И. Смирнов [32, 33], при анализе рудообразования для рифея характерна относительно низкая эндогенная магматическая и металлогеническая активность; отсутствие или незначительное развитие "реперных" осадочных формаций, таких, как молассовые, глубоководные кремнистые, сульфатно-галогенные; слабее, чем во всех других соизмеримых интервалах геологической истории, проявлены перерывы, угловые и стратиграфические несогласия, маркирующие горизонты, и, наконец, отсутствуют надежно геохронологически датируемые органические остатки, т.е. все те признаки, которые обычно используются при периодизации геологической истории. С другой стороны, именно в рифее "сталкиваются" два принципиально различных подхода к проблеме периодизации геологической истории: биостратиграфический — для фанерозойской истории и тектоно-магматический по датировкам магматических и метаморфических образований — для раннедокембрийской истории.

Напомним также, что В.И. Смирнов выделял два главных уровня периодических подразделений — периоды и этапы (рис. 5). Байкалиды относились им ко второму этапу шестого (неогеосинклинального) периода развития (1,4—0,2 млрд лет). В свете имеющихся в нашем распоряжении данных можно наметить более многоуровенную периодичность, причем именно необычность рифеид, не имеющих аналогов в геологической истории, дает основание для разделения циклов первого порядка — раннедокембрийского и фанерозойского (см. рис. 5).

Рифей по принятой в СССР шкале подразделяется на три подгруппы — ранний, средний и поздний. В раннем рифее завершают развитие раннедокембрийские образования, возникают связанные с ними посторогенные формации (например, граниты рапакиви), системы даек основных пород, эпикратонные впадины. Средний рифей — промежуточный, в одних регионах образования этого времени тяготеют к раннедокембрийским, в других — к фанерозойским складчатым поясам. Поздний рифей (байкалиды) во всех случаях обнаруживает более тесную связь с палеозойскими образованиями.

Особенно важно подчеркнуть двойственную позицию среднего рифея как промежуточного между крупнейшими циклами. В это время, с одной стороны, завершили развитие раннедокембрийские складчатые пояса, с другой — начали

зарождаться новые системы, которые в последующем предопределили возникновение фанерозойских подвижных поясов. Первые и вторые процессы в этом временно́м интервале как бы уравновешивают друг друга. Начиная примерно с позднего рифея (1,0 млрд лет) процессы зарождения будущих фанерозойских подвижных поясов становятся превалирующими. При этом поздние рифеиды — байкалиды, как мы подчеркивали выше, отчетливо пространственно тяготеют к фанерозойским складчатым поясам по расположению в краевых тектонических структурах Урало-Монгольского подвижного пояса и по истории развития.

С интервала 1,1—0,9 млрд лет происходят более интенсивные процессы прогибания, приводящие к формированию линейных рифтовых систем и эпикратонных впадин, которые завершают развитие в рифее или венде—кембрии, создавая орогены периферических частей обширного Урало-Монгольского складчатого пояса. Вместе с тем во внутренних частях пояса рифейские образования продолжали развиваться унаследованно в палеозое и завершали развитие или в Є—О (салаириды), или в S—D (каледониды), или в P—T (герциниды).

Возможно, что Енисейский кряж с более ранним формированием комплексов, с одной стороны, и Таймыр и Байкало-Патомский регион — с другой, намечают следующий уровень периодических подразделений, в частности ранних и поздних байкалид с границей примерно 800—700 млн лет. На возможность разделения байкалид на ранние и поздние и отнесения Енисейского кряжа к ранним байкалидам указывали М.И. Волобуев, С.И. Зыков и др. [5]. В последующей палеозойской истории периодичность порядка 200 млн лет проявляется, как известно, уже отчетливо в виде самостоятельных тектоно-магматических циклов.

Если принять во внимание сведения по истории развития и металлогении фанерозойских складчатых областей [11], а также по раннедокембрийскому периоду формирования, то намечается шкала геологических событий, которая представлена на рис. 5.

При анализе периодизации рифея естественно обратиться к тем выводам, которые получены при изучении развития сопредельных платформенных областей. Как показано в работах М.А. Семихатова [31], Ю.Г. Старицкого [35], К.Э. Якобсона, А.К. Запольного, Н.С. Малича и др. [см. 8, 9], рифейские породы не образуют сплошной плитный комплекс ни на территории Русской, ни на Сибирской платформе, а развиваются в системах авлакогенов и перикратонов. Наиболее изучен разрез рифея Башкирского антиклинория Южного Урала, принятый за стратотип рифея. Здесь выделены три серии — бурзянская, юрматинская и каратауская, соответствующие нижнему, среднему и верхнему рифею с границами 1350 и 1100 млн лет. Нижняя серия существенно доломитовая, содержащая залежи магнезита (Саткинское месторождение) и выше по разрезу — сидерита (Бакальское месторождение); средняя — существенно терригенная песчано-глинистая с небольшими проявлениями медистых песчаников, глауконитов, магнезита и сидерита; верхняя — терригенно-карбонатная доломитовая с широким распространением титановых россыпей в основании и глауконитов в более высоких частях разреза. Здесь отчетливо проявлены рубежи только на нижней и верхней границах рифея, т.е. с протерозоем и вендом ($V_1/V_2$). В пределах Башкирского антиклинория лучше выражена граница между $R_1/R_2$ [8, 11] по перерыву в осадконакоплении, кислым вулканитам и конгломератам в основании нового ритма, гранитам рапакиви бердяушского комплекса. Рубеж $R_2/R_3$ проявлен здесь, но менее отчетливо, в образовании нового, третьего ритма осадконакопления, начинающегося с терригенных грубокластических образований аркозов, постепенно сменяющихся карбонатными толщами, т.е. нормального трансгрессивного ряда. Однако в целом на Русской платформе история более сложная: основная часть авлакогенов, синеклиз, впадин закладывалась на рубеже $R_2/R_3$ (Московская, Печерская, Прикаспийская синеклизы,

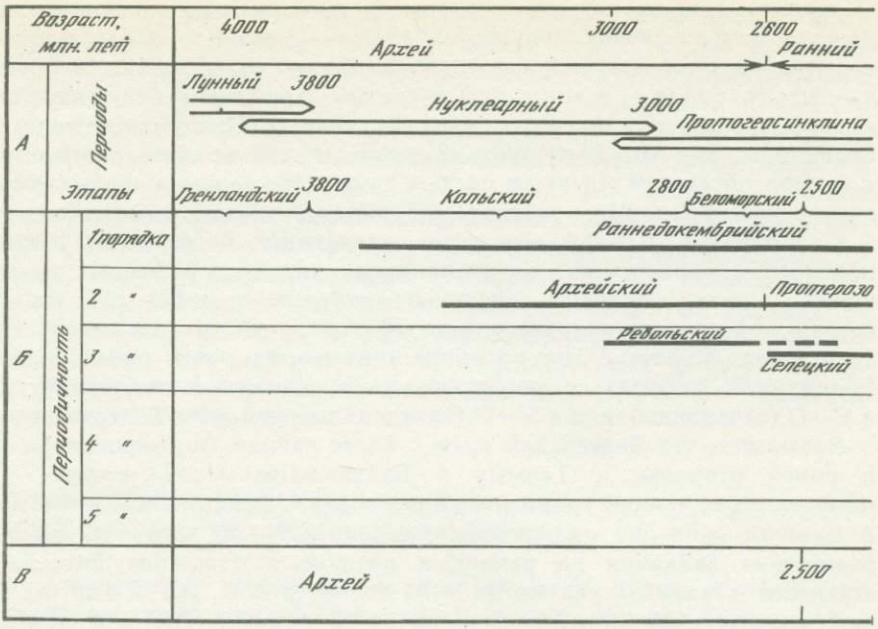



*Рис. 5.* **Периодизация геологической истории и место байкалид среди других подразделений**
*А* — по В.И. Смирнову [32, 33]; *Б* — по данным [11, 14, 28 и др.]; *В* — по международной геологической шкале (International Union of Geological sciences, 1989)

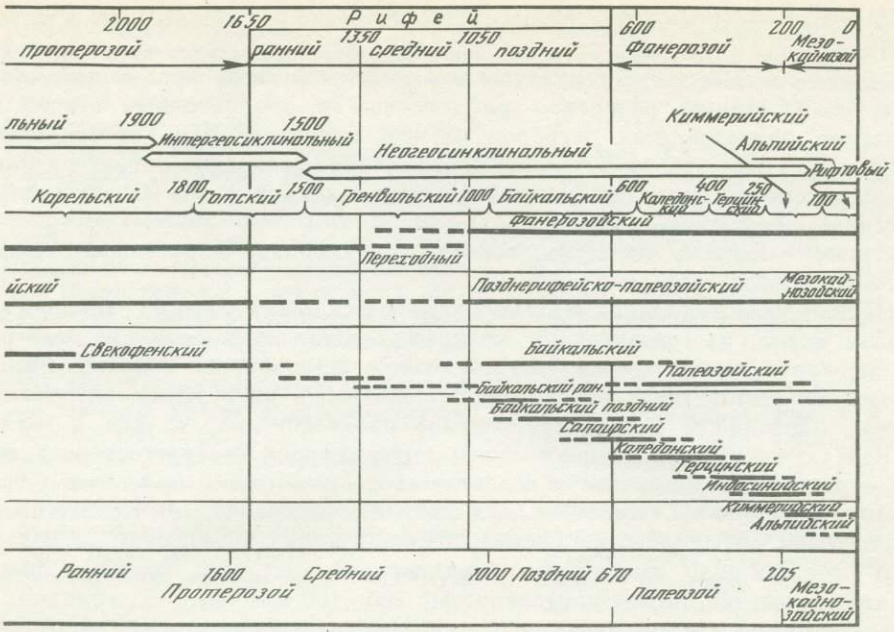
Мезинская, Оршанская впадины, Кижимский авлакоген). Этот же рубеж $R_2/R_3$ проявлен, как мы отметили выше, и на Тимане с перерывом в осадконакоплении между чатласской и быстринской сериями и в образовании нового трансгрессивного ритма. Таким образом, в Европейской части рубеж $R_2/R_3$ можно принять за крупное подразделение: с $R_3$ начало "фанерозойской" истории.

В отличие от Русской платформы авлакогены и перикратонные прогибы Сибирской платформы начали развиваться, по данным А.К. Запольнова и др., раньше — со среднего рифея (Юдомо-Майский даже с раннего). В Сибири средний и поздний рифей образует как бы один общий ритм с трансгрессивной и регрессивной направленностью. Соответственно здесь, по-видимому, рубеж $R_1/R_2$ более важный, чем рубеж $R_2/R_3$. Это согласуется с приведенными выше данными по Таймыру, Енисейскому кряжу и Байкало-Патомскому региону.

Вендская история на Русской и Сибирской платформах имеет сходные черты. Нижний венд — регрессия, поднятия, на платформах, особенно Русской, интенсивный трапповый магматизм [8, 20]. В этот период отмечается резкое похолодание, оледенение, накопление мощных толщ тиллитов, в ряде случаев с образованием крупных железорудных месторождений типа Джетымского кварц-магнетит-апатит-хлоритового в вендских отложениях Срединного Тянь-Шаня.

Верхний венд — начало общей трансгрессии, накопление терригенно-карбонатных отложений и моласс впервые за всю рифейско-вендскую историю [3], характерны глауконитовые и фосфоритовые концентрации в терригенных частях разреза и свинцово-цинковые стратиформные залежи в карбонатных (доломитовых) частях разреза. С верхнего венда начинается новый ритм развития синеклиз, впадин на Русской и Сибирской платформах.

Таким образом, даже самый общий анализ истории развития платформ




свидетельствует о близких рубежах геологической истории в рифее на платформах и в сопредельных складчатых областях: на границе ранний протерозой—рифей, в течение венда, а также менее отчетливых в рифее — 1400—1300 млн лет ($R_1/R_2$) на Сибирской платформе и 1100—900 млн лет ($R_2/R_3$) на Русской.

В целом можно прийти к важному и кажущемуся сначала необычным выводу, что масштаб (порядок) рубежей геологической истории не соответствует масштабу (порядку) периодов (циклов), которые они разделяют. Так, для крупнейшего подразделения геологической истории 1 порядка — раннедокембрийского и фанерозойского циклов — рубеж, разделяющий их в рифее, проявлен непропорционально значению этих периодов. Однако если вдуматься, то этот вывод представляется закономерным и указывает на то, что сами рубежи между крупнейшими периодическими подразделениями охватывают длительный интервал времени, в течение которого общая перестройка структур распространяется глобально. В рифее этот переход от завершения раннедокембрийского к началу развития фанерозойского периода геологической истории охватывает весь средний рифей. В итоге в одних случаях он тяготеет к ранней истории, в других — к поздней.

В этом отношении более логичен вывод, что байкалиды — первые складчатые образования зарождающихся фанерозойских складчатых областей [11, 32].

## Выводы

1. Полученные в последние годы данные подтверждают важное значение байкальских геологических образований, с которых, по существу, начинается развитие фанерозойских подвижных поясов.

Золоторудные черносланцевые, медные и полиметаллические колчеданные, свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных породах, титаномагнетитовые,

медно-никелевые месторождения расслоенных интрузий — характерные образования байкалид.

Байкальские тектонические структуры отличаются от всех предшествующих и последующих полным развитием рифтогенных и эпикратонных стадий и редуцированно проявленными островодужными, коллизионными, орогенными. Таким образом, в масштабе всей геологической истории байкалиды характеризуют рифтогенный мегаэтап развития фанерозойского мегацикла, с чем согласуются и металлогенические данные.

2. Отчетливо выражена пространственная (структурная) и временна́я связь байкальских и палеозойских образований.

Проявление в палеозое этапов тектоно-магматической активизации байкалид — характерная черта их развития, с которой связано формирование многих крупных месторождений полезных ископаемых — слюдоносные и редкометальные пегматиты, комплексное оруденение с щелочными интрузиями, скарновое, грейзеновое, порфировое и кварцево-жильное проявления Sn, W, Mo, а также Au-Sb, в ряде случаев формирование агатов и эпитермальной Sb-Hg минерализации.

3. Для отражения периодичности геологического развития и процессов рудообразования недостаточно выделения двух основных рангов [32, 33]. Необходимы многопорядковые (иерархические) системы периодизации с выделением подразделений от крупнейших, измеряемых миллиардами лет, до "элементарных" тектоно-магматических циклов длительностью 200—100 млн лет.

При сопоставлении отечественных и зарубежных материалов по описанию и периодизации геологической истории возникают значительные трудности из-за сохраняющегося (практически единственного) резкого расхождения в выделении среднего и позднего протерозоя (см. рис. 5). В международной геохронологической шкале рифейский период не выделяется, протерозой подразделяется на ранний, средний и поздний с границей между средним и поздним протерозоем вблизи 1 млрд лет. Очевидно, что в будущем для широких сопоставлений и корреляций рифейских регионов мира необходимо принять единое подразделение протерозоя и установить общее понимание рифея.

Дальнейшее сравнительное изучение рифейских и байкальских образований в свете этих данных представляется одной из актуальных задач металлогенических и геологических исследований. При этом в первую очередь необходимо продолжить проведение специализированных геолого-геохронологических исследований ранних стратифицированных комплексов, эпох метаморфизма, магматизма и рудообразования Байкало-Патомского региона, а также Енисейского кряжа, Северного Таймыра и Тимана.

В заключение автор выражает искреннюю признательность Ю.Е. Погребицкому, В.Я. Хильтовой, Л.А. Неймарку, Е.Ю. Рыцку, А.М. Ларину, А.К. Запольному, а также И.Л. Жегаловой, Г.П. Плескач за научные консультации и помощь при подготовке статьи.

### Литература

1. *Акимова Г.Н.* Геохронология докембрия Тимана // Сов. геология. 1980. N 12. С. 71—85.
2. Бэйкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения) / Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин и др. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
3. *Беккер Ю.Р.* Верхний протерозой. Рифей // Геологическое строение и минерагения СССР. Л.: Наука, 1989. С. 157—160.
4. *Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я.* и др. Вулканические образования Олокитского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1988. N 3. С. 8—17.
5. *Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В.* Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14—30.
6. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

7. Геологическая карта СССР. Лист 0-46: Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 166 с.
8. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых: Русская платформа. Л.: Недра, 1985. Т. 1. 356 с.
9. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых: Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987. Т. 4. 447 с.
10. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1988. Т. 7, кн. 1. 300 с.; 1989. Кн. 2. 237 с.
11. Геологическое строение и минерагения СССР. Л.: Недра, 1989. Кн. 1. 235 с.; Кн. 2. 620 с.
12. *Гусев Г.С., Соколов С.К., Песков А.И.* Палеогеодинамика нижнепротерозойских сооружений севера Байкальской горной области // Тез. докл. XVI сес. Науч. совета СО АН СССР по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1988. С. 20—22.
13. *Добрецов Н.Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1982. С. 11—18.
14. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
15. Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа: VII Всесоюз. петрогр. совещ.: Путеводитель Енисейской экскурсии. Новосибирск, 1986. 118 с.
16. *Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
17. *Костюхин М.Н.* Геология и петрогенезис габбро-сиенитов гранитной ассоциации Северного Тимана // Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1983. С. 63—82.
18. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1988. 195 с.
19. Металлогеническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1:2 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
20. Металлогеническая карта Русской платформы. Масштаб 1:2 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
21. *Неймарк Л.А., Гороховский Б.М.* Изотопы свинца в некоторых позднедокембрийских месторождениях СССР // XII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 269—271.
22. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Предтеченский Н.Н., Гороховский Б.М.* О полихронном развитии редкометального оруденения в Давано-Абчадской зоне смятия (Северное Прибайкалье) // Тез. докл. V Вост.-Сиб. регион. петрогр. совещ. 1989. С. 34—35.
23. *Неймарк Л.А., Немчин А.А., Амелин Ю.В.* и др. Геохимия изотопов Nb и Pb в породах Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) — пример контаминации основных магм осадочным материалом // XII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 323—324.
24. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А.* и др. О ранне-позднепротерозойском возрасте олокитского рудоносного комплекса Северного Прибайкалья // Геология и металлогения докембрия Сибири. Л.: Наука, 1990. С.206—221.
25. *Ножкин А.Д., Болдырев М.В.* Рифейский вулканизм, тектоническая зональность и металлогения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1979. N 10. С. 47—60.
26. *Погребицкий Ю.Е., Васильев Б.С., Шануренко Н.К.* Металлогения Таймыра // Геология руд. месторождений. 1988. N 6. С. 86—90.
27. *Постельников Е.С.* Байкальский орогенез. М.: Наука, 1973. 126 с.
28. *Рундквист Д.В.* Эволюционные ряды, ритмы зональности и главная последовательность развития геологических и рудных формаций // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1988. Т. 15. С. 250—267.
29. *Русин А.И., Краснобаев А.А.* Природа докембрия в фанерозойских складчатых областях // Тез. докл. II Всесоюз. совещ. "Докембрий в фанерозойских складчатых областях". Фрунзе, 1989. С. 6—7.
30. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра. Т. 1. 1964. 511 с.; Т. 2. 1967. 699 с.
31. *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
32. *Смирнов В.И.* Проблемы металлогении // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. N 6. С. 14—29.
33. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 3—10.
34. *Соколов Ю.М., Турченко С.И., Бушмин С.А.* Геология и генезис Холоднинского месторождения // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. С. 167—233.
35. *Старицкий Ю.Г.* Чехол древних и молодых платформ // Геологическое строение и минерагения СССР. Л.: Недра, 1989. С. 46—59.
36. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
37. *Хренов П.М.* Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981.

УДК 553.3/4:551(73+76+77)(479+497)

*Г.А. Твалчрелидзе*

# Эволюция фанерозойской металлогении Кавказа и Карпат

В начальный период развития металлогении как новой отрасли геологических знаний, призванной решать прикладные вопросы, в качестве основы анализа рудоносности конкретных территорий, естественно, была принята схема металлогении подвижных поясов, разработанная Ю.А. Билибиным [5]. В дальнейшем она испытала значительные модернизации, сохранившие, впрочем, ее главный принцип, в соответствии с которым рудообразование относилось не к автономному процессу, но к детали общего развития земной коры в совокупности с тектоникой, осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом. Вместе с тем как сама схема Ю.А. Билибина, так и ее уточнения и дополнения, выполненные, в частности, В.И. Смирновым [24], ограничивались металлогенией геосинклинальных областей, не затрагивая, по существу, других рудоносных геологических структур.

Данное обстоятельство послужило стимулом к расширению объектов металлогенического анализа. Первые опыты в этом направлении предпринял Ю.Г. Старицкий [30, 31], разработавший схему металлогении платформ. Дальнейшие исследования ознаменовались развитием нового направления в региональной и теоретической металлогении — учения о тектоно-магматической активизации [2, 43, 45, 46 и др.]. В новейшее время с тем или иным успехом пытаются использовать в целях металлогенического анализа мобилистские идеи в геологии, в частности концепцию тектоники литосферных плит [1, 10, 14 и др.]. Обобщение современных трудов в области металлогении положено в основу разработки схем эволюции разнотипных рудоносных структур земной коры [36]. В этой работе проведена резкая грань между рудоносными структурами геосинклинального ряда, развитие которых ведет к формированию и дальнейшей аккреции континентальной коры, и структурами, рожденными процессами деструкции, обеспечивающими преобразование континентальной коры в океаническую. Эти последние возникают в результате тектоно-магматической активизации и представлены сводово-глыбовыми и сменяющими их рифтогенными структурами, обладающими специфической, порой весьма продуктивной металлогенией.

На этом фоне проблема эволюции рудообразования во времени не столь давно относилась к числу дефицитных. Ей было посвящено небольшое число работ советских [16, 32, 40 и др.] и отчасти зарубежных [41, 42] авторов. Однако в последние годы интерес к ней резко возрос, особенно вслед за рядом публикаций на эту тему В.И. Смирнова [26—28], а также других исследователей как в СССР [12, 16, 17, 20—22, 36, 37], так и за рубежом [18, 47 и др.]. В отмеченных и некоторых других исследованиях данная проблема освещается в глобальном аспекте, в частности выделяются планетарные металлогенические эпохи (мегахроны) и главные этапы рудообразования. Основанием для этого служит неудержимо возрастающая информация о геологии давно известных и новых рудных районов. Все больше данных появляется о специфичности рудоносности отдельных периодов развития земной коры. Д.В. Рундквист [22] в докембрии выделяет ряд глобальных эпох формирования горных пород и руд: серых гнейсов (3,8—3,0 млн лет), коматиитов (3,5—2,2), железистых кварцитов (3,5—2,2), анортозитов (3,5—2,6; 1,4—1,1), расслоенных основных—ультраосновных плутонов (2,2—1,2), гранитов-рапакиви (1,65—1,2), апатит-магнетитовых руд (2,2—1,6), золото-урановых конгломератов (2.6—2,2).

Общее число и временные границы главнейших металлогенических эпох Земли остаются полемичными. В.И. Смирнов [26] выделяет шесть таких эпох, Д.И. Горжевский и В.Н. Козеренко [7] — три, автор настоящего сообщения [36, 37] — четыре. К последним он относил ранний докембрий, ранний протерозой, рифей и фанерозой. Они разделяются между собой периодами коренных перестроек геотектонического плана Земли, когда отмирают одни геологические (в том числе рудоносные) структуры и зарождаются другие. Одновременно они совпадают с пиками эндогенной (магматической и металлогенической) активности планеты, установленными Ю.Д. Пушкаревым [20] по геохронологическим данным.

На фоне глобальной периодичности металлогенических процессов теряются детали закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых в пределах отдельных регионов, даже крупных. Обычно время возникновения здесь разнотипных месторождений полностью вписывается в один, редко два мегахрона. Так, для Кавказа и Карпат таковым является фанерозойская мегаэпоха, которая объединяет четыре металлогенические эпохи: байкальскую, герцинскую, ранне- и позднеальпийскую [39]. Имеющиеся данные о генетических и промышленно-геологических типах эндогенных месторождений, их возрасте, закономерностях размещения, составе, связи с магматизмом и метаморфизмом, геохимических особенностях могут послужить основой для установления эволюции рудообразования в регионе от позднего докембрия до неогена.

Вместе с тем для вскрытия деталей эволюции требуется познание конкретных геологических условий нахождения месторождения, что подразумевает разработку металлогенического районирования. В пределах Кавказа и Карпат, а также расположенных между ними Крыма и части Северной Добруджи можно выделить четыре металлогенические провинции (рис. 1). К ним относятся провинции Скифская (и Восточно-Европейская) плита, Карпато-Большекавказская, Закавказского срединного массива и Малого Кавказа. Каждая из них состоит из ряда структурно-металлогенических зон, различающихся особенностями геологического строения и истории развития.

Как известно, Г. Шнейдерхён [44] в свое время фанерозойскую металлогению Земли считал однотипной и различие эндогенных месторождений друг от друга связывал лишь с глубиной их образования. Исходя из этого, специфику рудных провинций он объяснял уровнем эрозионного среза. Так, фемическая металлогения Урала, по его мнению, явилась следствием глубокого размыва этой складчатой системы, отличающейся от слабо эродированной Западной Европы преимущественно сиалическими магматическими породами и обладающей иным металлогеническим профилем. Следование этим идеям при рассмотрении металлогении Кавказа привело предшествующих исследователей к мысли о практическом отсутствии здесь доальпийских месторождений. Палеозойский возраст принимался только для пегматитовых месторождений, обнаженных в глубоко эродированных метаморфических образованиях фундамента, тогда как все разнообразие месторождений железа, меди, свинца и цинка, молибдена, вольфрама и мышьяка считалось обеспеченным новейшим магматизмом.

Научной основой последующих металлогенических исследований данного региона послужила схема Ю.А. Билибина [5]. В соответствии с ней устанавливалась повторяемость геодинамических обстановок, а как следствие этого и рудоносности в однозначные этапы и стадии различных металлогенических эпох. В отличие от моноцикличной схемы Ю.А. Билибина на Кавказе было развито представление о полицикличной геологической истории подвижных поясов. В результате была установлена специфичность металлогении геологических структур разного типа, что сыграло положительную роль при прогнози-

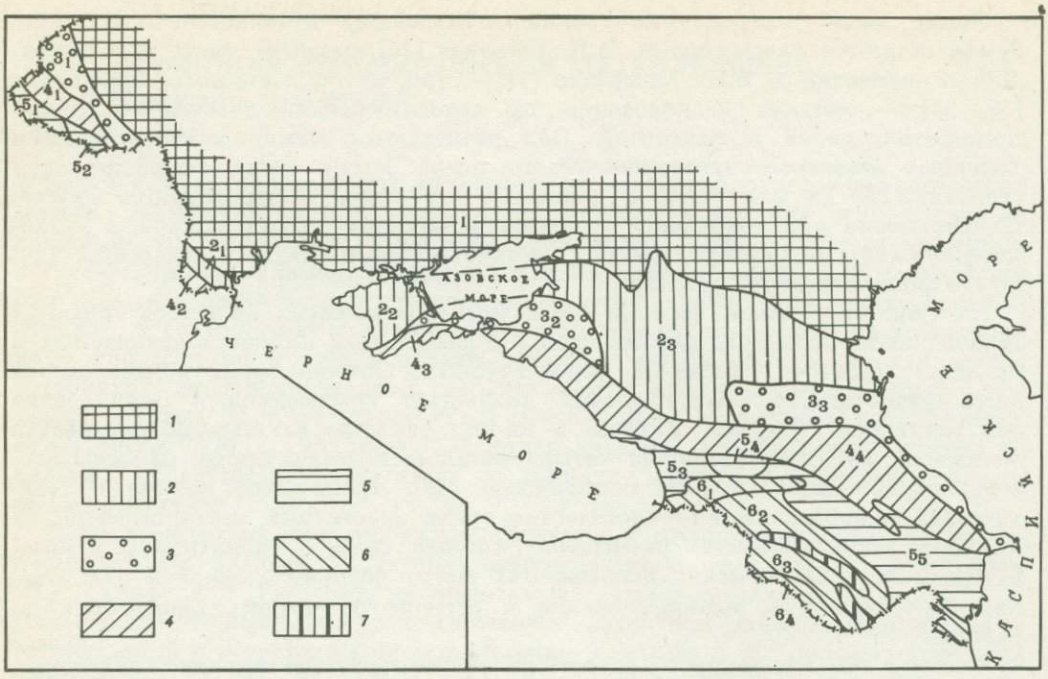



*Рис. 1.* **Схема металлогенического районирования**

*1* — Восточно-Европейская древняя платформа; *2* — Скифская плита ($2_1$ — Северная Добруджа, $2_2$ — Степной Крым, $2_3$ — Предкавказье); *3* — краевые прогибы ($3_1$ — Предкарпатский, $3_2$ — Индоло-Кубанский, $3_3$ — Терско-Каспийский); *4* — складчатые системы северной ветви ($4_1$ — Внешние Карпаты, $4_2$ — Северная Добруджа, $4_3$ — Горный Крым, $4_4$ — Большой Кавказ); *5* — срединные массивы ($5_1$ — Закарпатье, $5_2$ — кристаллический фундамент Паннонского массива — Раховский и Чивчинский выступы, $5_3$ — Рионская впадина Закавказского массива, $5_4$ — Дзирульский выступ, $5_5$ — Куринская впадина); *6* — складчатые системы Южной ветви — Малый Кавказ (зоны: $6_1$ — Аджаро-Триалетская, $6_2$ — Сомхето-Кафанская, $6_3$ — Памбак-Зангезурская, $6_4$ — Аракситская); *7* — офиолитовый пояс Малого Кавказа

рования и составлении металлогенических карт разных масштабов. Систематика металлогенических зон на тектонической основе служит надежным методом анализа рудоносности территорий.

Анализ эволюции во времени отдельных геолого-промышленных типов месторождений, базирующихся на богатом материале по их абсолютному возрасту [18, 20], приводит к выводу о наличии двух крупных групп месторождений. В первую группу объединены месторождения, прослеживающиеся без существенных изменений от древнейших времен до современного или недавнего периода развития земной коры. Такие месторождения были названы сквозными [26]. Во вторую группу входят месторождения, возникающие в определенные периоды, не раньше и не позднее них. Они названы типоморфными. Если первая группа месторождений служит отражением цикличности (повторяемости) развития земной коры, то вторая — ее необратимого, направленного развития.

Отмеченные особенности рудообразования наиболее отчетливо выступают при осуществлении глобального металлогенического анализа [32, 36, 37]. Вместе с тем они проявляются и при комплексном детальном изучении рудоносности конкретных регионов, тем более крупных, испытавших длительное и сложное полицикличное геологическое развитие. К ним относится Кавказско-Карпатский регион, в пределах которого некоторые месторождения являются сквозными, а другие — типоморфными рудными формациями.

К наиболее типичным сквозным рудным формациям, пожалуй, относятся магматические месторождения хромита офиолитовых поясов. В данном регионе, в отличие от сопредельных зон Динарид и Таврид, хромитовые месторождения не обладают промышленными масштабами. Они практически отсутствуют в офиолитовых зонах Карпат [8], а на Кавказе встречаются в раннепалеозойских зонах Передового хребта и Бечасынской (Беден), а также в альпийском офиолитовом поясе Малого Кавказа (Гейдара, Шорджа). В обоих случаях мы имеем дело с практически неотличимыми друг от друга, помимо степени метаморфизма, магматическими сегрегациями, связанными с дифференциацией гарцбургитовой магмы.

Что касается других офиолитовых шовных зон Кавказа, известных в Главном Кавказском хребте и Дзирульском выступе, также имеющих раннепалеозойский возраст, то в первом из них оруденение представлено хризотил-асбестом, а во втором — тальком. Такая их специфика обусловлена историей геологического развития отдельных частей кристаллического фундамента Кавказа, в частности характером метаморфизма и последующего гранитоидного магматизма. В связи с этим месторождения хризотил-асбеста и талька должны быть отнесены к типоморфным — более поздние их аналоги здесь не известны.

Более сложные взаимоотношения разновозрастного оруденения отмечаются в обширной группе колчеданных рудных формаций, как известно, подразделяющихся на несколько промышленно-геологических типов [16]. Среди них месторождения уральского типа, приуроченные к первичным эвгеосинклиналям, заложенным на океанической коре, в истории Земли прослеживаются от позднего архея, где они в составе ряда других рудных формаций характеризуют рудоносность зеленокаменных поясов, до новейшего времени. Таким образом, они являются типичной сквозной рудной формацией.

В данном регионе колчеданные месторождения уральского типа подтверждают однотипность разновозрастной металлогении, встречаясь в вулканогенных отложениях девона зоны Передового хребта Большого Кавказа и эоцена Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. В обоих случаях мы имеем дело с офиолитовыми зонами, развившимися на океанической коре, причем колчеданное оруденение занимало вполне определенную стратиграфическую позицию, располагаясь в контрастно-дифференцированных вулканогенных толщах параавтохтона.

После работ В.И. Смирнова, заслуживших широкую популярность [29 и др.], месторождения Северного Кавказа единодушно относятся к вулканогенно-осадочным [15, 23]. Здесь месторождение Уруп издавна отрабатывается; по-видимому, промышленными являются и другие, в частности Худес. Оба они относятся к медно-цинковоколчеданному типу. Тандзутское и Чубухлинское месторождения Малого Кавказа — серноколчеданные при крайне убогом содержании меди и цинка, вследствие чего являются непромышленными.

Можно полагать, что существует прямая зависимость обогащения первично-осадочных серноколчеданных руд более поздней гидротермальной минерализацией цветных металлов от степени дифференциации рудоносных вулканитов базальтоидного состава. Так, в зоне Передового хребта рудоносная картджюртская свита среднедевонского возраста сложена контрастно дифференцированными вулканогенными отложениями, тогда как в Севано-Амасийской зоне рудовмещающие среднеэоценовые вулканиты слабо дифференцированы. Вместе с тем геотектоническая характеристика обоих рудоносных зон вполне аналогична.

Отмеченная закономерность находит подтверждение и в других случаях, в частности она устанавливается для колчеданных месторождений Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа и сходной с ней Гагринско-Джавской зоны Большого Кавказа. В первой из них размещаются медно-цинковоколчеданные месторождения, издавна служащие объектами промышленной разработки —

Шамлуг, Алаверды, Кафан, Маднеули, и уже погашенные — Кедабек, Чирагидзор. Эти месторождения залегают в виде штоков, жил и рудных залежей среди преимущественно кислых вулканитов последовательно дифференцированной формации. В отличие от них в порфиритовой свите байоса Гагринско-Джавской зоны, относящейся к слабо дифференцированной базальтоидной формации, известны лишь незначительные по размерам зоны пиритизации, не обогащенные цветными металлами.

Месторождения Сомхето-Кафанской зоны относятся к малокавказскому подтипу промышленно-геологического типа Куроко. Последний отличается от уральского типа приуроченностью к геологическим структурам, в свое время названным автором вторичными эвгеосинклиналями [33]. Они заложены на зрелой континентальной коре срединных массивов в результате регенерации геосинклинального режима. Среди ряда особенностей этих палеоостроводужных зон существенное значение имеют умеренная мощность, слабая дислоцированность и последовательная дифференцированность слагающих их рудоносных вулканогенных толщ.

Месторождения малокавказского подтипа отличаются от колчеданно-полиметаллических месторождений Японии (тип Куроко), Рудного Алтая и района Баттерст Канадских Аппалач (рудноалтайский тип), преимущественно медно-цинковоколчеданным составом руд, а также их вулканогенным гидротермально-метасоматическим, а не вулканогенно-осадочным происхождением. Обычно они тесно ассоциируют с проявлениями гематита, марганца, барита, алунита; широко развиты гидротермальные метасоматиты вплоть до вторичных кварцитов, иногда содержащих благородные металлы. Знаменательно, что с базальтоидными членами рудоносной последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации связано раннее оруденение самородной меди [11]. Колчеданные медно-цинковые руды сменяются более поздним колчеданным барит-полиметаллическим с золотом оруденением. Отмеченному возрастному ряду рудных образований соответствует последовательно возрастающая степень дифференциации вулканитов, следующая по гомодромной модели от базальтов к риолитам.

К малокавказскому подтипу относится достаточно многочисленное разновозрастное оруденение. Наиболее древнее — верхнедокембрийское или нижнепалеозойское — размещается в метаморфических породах фундамента Карпат и Кавказа. Выступы его отмечаются в пределах Раховского и Чивчинского массивов Карпат, а также Центрального Кавказа. В древних кристаллических массивах Карпат известно несколько проявлений колчеданных медных и полиметаллических руд, образующих залежи, субсогласные с вмещающими метаморфизованными вулканитами. Все они мелкие, но в докембрийских и нижнепалеозойских метаморфитах сопредельного Мармарошского массива, а особенно Южных Карпат на территории Румынии встречаются и более крупные, в том числе промышленные месторождения. Самое значительное из них — Алтынтепе — размещается в кристаллиникуме Северной Добруджи [48]. По общепринятому мнению, оруденение относится к вулканогенному типу.

В Центральном Кавказе на территории Северной Осетии выступают верхнедокембрийские метаморфизованные вулканиты буронской свиты. Многие авторы ныне отработанные колчеданно-полиметаллические месторождения Бурон и Лабагом, представлявшие собой согласные залежи массивных сульфидных руд, считают вулканогенными и относят к байкальской металлогенической эпохе [35 и др.]. Весьма сходным с ними является разведываемое месторождение Джими-дон. Оно может лишь условно относиться к древним рудным образованиям, поскольку ряд рудных жил выходят за пределы кристаллических пород буронской свиты и секут перекрывающие мезозойские породы осадочного чехла (рис. 2). По мнению некоторых геологов, это месторождение жильное

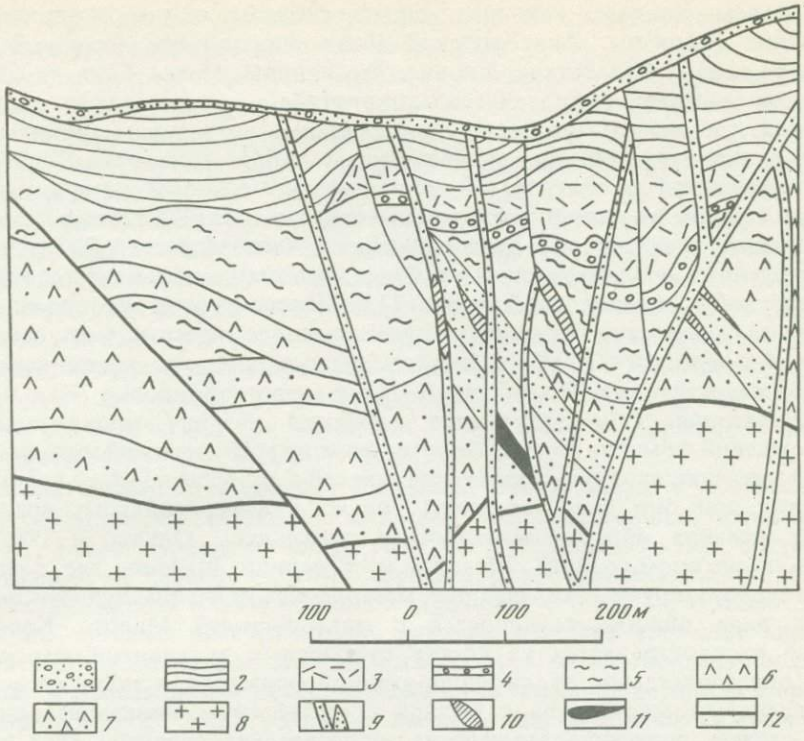



*Рис. 2.* **Схематический разрез полиметаллического месторождения Восточный Джими-дон (по В.М. Андрееву с упрощениями Г.И. Баранова)**

*1* — почвенный слой; *2—4* — отложения нижней юры: *2* — песчано-сланцевая толща, *3* — вулканиты осетинской свиты, *4* — базальный конгломерат; *5—7* — верхний протерозой: *5* — кристаллические сланцы буронской свиты, *6* — амфиболиты, *7* — апоамфиболиты; *8* — палеозойские граниты; *9* — рудоносные зоны; *10* — рудные жилы; *11* — линзы колчеданных руд; *12* — разрывные нарушения

садонского типа, тогда как другие считают его полихронным, возникшим в результате переотложения первичных вулканогенных, сингенетичных с докембрийским осадконакоплением рудных залежей в процессе наложенного неоднократного метаморфизма.

Среди медно-цинковоколчеданных месторождений Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа выделяются две разновозрастные группы — верхнебайосская и верхнемеловая. Они вполне сходны по геологическим структурам, составу, морфологии, генезису и сопровождающему их оруденению. Исходя из этого было принято объединять эти две группы месторождений, отрывать их по возрасту от вмещающих вулканогенных пород и априорно связывать с гранитоидным магматизмом (Б.С. Вартапетян, К.Н. Паффенгольц и др.). Между тем рассмотрение металлогении Малого Кавказа в рамках двух металлогенических эпох — раннеальпийской (киммерийской) и позднеальпийской (собственно альпийской) — все ставит на свои места, позволяя отмеченные две группы относить к раннегеосинклинальным стадиям и связывать с поствулканическими гидротермальными процессами позднебайосского и позднемелового времени [34]. Таким образом, колчеданные месторождения малокавказского подтипа, встречающиеся в позднем докембрии, раннем палеозое, средней юре и позднем мелу, также следует относить к сквозным, характерным для определенных геологических структур, обладающим специфическими петрологическими и генетическими особенностями.

На Малом Кавказе, как и в других сходных с ним металлогенических провинциях (Балканы, Анатолийский Понт, Кордильеры Северной Америки, Успенская зона в Казахстане, Япония, Филиппины, Новая Гвинея), колчеданное оруденение тяготеет к вулканогенным прогибам, тогда как на сопредельных поднятиях, где развиты позднегеосинклинальные интрузивные комагматы рудоносных вулканитов, обычно относящиеся к габбро-тоналитовой либо габбро-диорит-сиенитовой магматической формации размещаются скарново-магнетитовые и сменяющие их меднопорфировые месторождения [33]. Здесь к ним относятся Дашкесанское железорудное месторождение в Азербайджане и Текутское медное с молибденом в Алавердском районе Армении, имеющие соответственно позднеюрский и раннемеловой возраст [13]. Первое из этих месторождений давно отрабатывается, второе также имеет промышленное значение, выступая в качестве резерва Алавердского ГОК. В других рудных районах также известны как скарново-магнетитовые (Ноэмбериан), так и меднопорфировые (Хар-Хар, Шикахох) проявления. Они отличаются от более поздних медно-молибденовых месторождений Армении более высокими значениями отношений меди к молибдену.

При выделении вторичных эвгеосинклиналей в качестве продуктивных металлогенических зон они были отнесены только к фанерозойскому возрасту [33]. В более древних образованиях они не отмечались. Однако в 1986 г. после посещения автором района Шелефте в Северной Швеции, где размещаются издавна эксплуатируемые колчеданные месторождения группы Булиден, выяснилось наличие ряда общих особенностей с металлогенией Малого Кавказа. Это сходство распространяется на состав рудоносных вулканитов, относящихся и здесь к последовательно дифференцированной формации, а также на ассоциацию с проявлениями штокверковой медной с молибденом минерализации. В связи с этим можно допустить зарождение геологических структур типа вторичных эвгеосинклиналей, обладающих характерной металлогенией, еще в раннем протерозое, что свидетельствует о принадлежности и этой формации к группе сквозных месторождений.

В зоне Южного склона Большого Кавказа 20 лет назад выявлен и детально изучен новый тип колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в нижнеюрской черносланцевой толще. Он получил наименование "филизчайский" или "раммельсбергский" тип [16]. Такие месторождения крупного, а часто и уникального масштаба имеют ограниченное распространение в мире и относятся к различному возрасту — раннему рифею в Австралии и Канаде, позднему рифею в Прибайкалье, раннему палеозою в Забайкалье и Северной Канаде, девону в Гарце (ФРГ), юре на Кавказе. В изученном регионе они в виде гидротермальных проявлений медно-пирротинового состава развиты вдоль почти всей зоны Южного склона, а к наиболее значительным их представителям гидротермально-осадочного происхождения [25] относятся крупные колчеданное месторождение Филизчай и медно-пирротиновое Кизыл-дере. Поскольку в данном регионе оруденение нигде не выходит за пределы нижнеюрских отложений, данную рудную формацию следует считать типоморфной, хотя в глобальных масштабах ее возрастные рамки значительно шире.

Таким образом, две разнотипные формации колчеданных месторождений образовались в относительно близкое геологическое время (ранняя—средняя юра). Колчеданно-полиметаллическая формация филизчайского типа возникла в субмаринных условиях в локальных депрессиях дна раннеюрского краевого моря Южного склона Большого Кавказа, а медно-цинковоколчеданная и колчеданно-барит-полиметаллическая — в частично субаэральных условиях среднеюрской и верхнемеловой островной дуги Малого Кавказа. Если месторождения первой из них парагенетически связаны с недифференцированным толеит-базальтовым вулканизмом, то второй — с последовательно дифференцированным кислым островодужным вулканизмом. Все изложенное подтверждает, что

отмеченные колчеданные рудные формации относятся к раннегеосинклинальным образованиям различных металлогенических эпох.

Определенные черты эволюции можно усмотреть и в железонакоплении, не являющемся, правда, ведущим в истории формирования полезных ископаемых региона. Первые признаки концентрации железа в регионе отмечаются в Цахкуняцком выступе Иранского срединного массива, где известны проявления докембрийских железистых кварцитов. Для палеозоя месторождения железа не характерны. Однако уже в юре вначале на Большом Кавказе, а затем в поздней юре Малого Кавказа наблюдается формирование скарново-магнетитовых месторождений. Специфической металлогенической особенностью Большого Кавказа является практическое отсутствие скоплений железных руд [39], тогда как Малый Кавказ содержит ряд промышленных позднегеосинклинальных месторождений, преимущественно скарново-магнетитовых. Последние относятся к позднеюрскому (Дашкесан) и эоцен-олигоценовому (Раздан) возрасту. В дальнейшем этот генетический тип сменяется магматическим, связанным с тектоно-магматической активизацией (Сваранц, Абовян).

В пределах западной периферии Скифской плиты также в новейшее время наблюдается накопление осадочных железных руд, достигающих промышленных масштабов. Такая эволюция вполне отвечает геодинамическим обстановкам, существовавшим в разновозрастные периоды рудообразования, что позволяет отнести месторождения железа региона к сквозным.

Еще более сложные преобразования рудного вещества в течение длительной фанерозойской геологической истории региона претерпели скопления вольфрама, молибдена и мышьяка. Все месторождения этих металлов возникли в орогенные и повторно-орогенные этапы развития. Вместе с тем не исключена возможность, что первичное их накопление связано с позднедокембрийской историей Карпат и Большого Кавказа. Если это действительно так, то мы в данном случае имеем дело с многократной унаследованностью ("перелопачиванием") рудного вещества в молодых скоплениях от более древних.

В этом отношении обращает на себя внимание представление, развиваемое Я.Н. Белевцевым и В.Н. Кучером [4], о роли метаморфизма в рудообразовании. По их данным, главная масса металлов накоплялась в горных породах в рассеянном состоянии под влиянием вулканизма и седиментации. Возникающие в различные периоды геологической истории земной коры микрорудные фации выступают в качестве главных источников металлов для последующих рудных месторождений. Возникновение последних обязано процессам метаморфизма, магматизма и гипергенеза. Знатоки металлогении докембрия, в частности Т.В. Билибина, неоднократно указывали на скопление в архейских и протерозойских осадках громадного количества металлов, послуживших источником для более поздних их промышленных концентраций.

В изученном регионе к докембрию можно условно отнести сингенетичные с осадконакоплением и подводным вулканизмом скопления минералов вольфрама, а, возможно, также молибдена и мышьяка [35]. Под воздействием последующего метаморфизма первичные вулканогенно-осадочные толщи были преобразованы в амфиболиты и мигматиты. Герцинский орогенный гранитоидный магматизм обеспечил мобилизацию металлов из пород субстрата и переотложение их в кварцево-рудных жилах. Последние содержат шеелит, молибденит и арсенопирит, иногда в промышленных масштабах (Кти-Теберда, Азгек, Уллу-кам). Следующая эпоха концентрации отмеченных металлов, причем наиболее продуктивная, относится к альпийской тектоно-магматической активизации. В это время имела место очередная мобилизация металлов из молодой гранитной магмы, что привело к формированию промышленных, в том числе крупных, месторождений Большого Кавказа — скарнового шеелит-молибденитового Тырныауз, жильного арсенопиритового Цана, молибденового Кароби, реальгар-аурипигмен-

тового с шеелитом и золотом Лухуми и др. Сходный генезис имеет и ныне успешно разведываемое шеелитовое месторождение Ясеньекисла в Западных Карпатах.

Изложенные представления тесно переплетаются с идеями Д.В. Рундквиста [22] об эволюции генетических типов месторождений от древних эпох к молодым. Направление эволюции отвечает возрастанию в геологической истории роли ультракислых и щелочных изверженных пород. При этом главный рудный элемент в составе различных парагенезисов прослеживается на всех этапах и стадиях формирования оруденения данного региона. Обычно первично стратиформные рудные залежи в дальнейшей истории преобразуются в дислоцированные метаморфизованные залежи, в скарновые, а затем в жильные, трубообразные и штокверковые тела. Сходство наблюдается при анализе разновозрастных месторождений вольфрама, молибдена и мышьяка Большого Кавказа.

К аналогичным выводам приходят У.А. Асаналиев и В.Н. Долженко [3], рассмотревшие метаморфизм стратиформных месторождений. Они отмечают, что переотложение рудного вещества под воздействием регионального метаморфизма характерно для стратиформных месторождений вольфрама. При этом вследствие мобилизации кремнезема возникают рудоносные кварцевые жилы, как это имеет место и на месторождении Кти-Теберда. Содержание вольфрама, а также молибдена и мышьяка резко возрастает на участках наиболее интенсивной деформации вмещающих пород, что наблюдается в стратиформных месторождениях Восточных Альп, Западных Карпат, Пиренеев, Бразилии и других регионов.

По сходному плану следовала эволюция меднопорфировых и медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа. Первые из них впервые возникли в позднегеосинклинальные стадии ранне- и позднеальпийской металлогенических эпох. Они приурочены к интрузивам габбро-диорит-тоналитовой формации, представляющим собой комагматы предшествующего раннегеосинклинального вулканизма [13]. Рудоносные многофазовые массивы имеют существенно натриевый состав, лишь в наиболее поздних порфировых дифференциатах, близких по возрасту к оруденению, увеличивается содержание калия. Месторождения небольшие, но некоторые из них представляют собой вполне реальные объекты. Отмечается резкое преобладание меди над молибденом. Рудные участки обычно размещаются в пределах зон поднятий, где порой выступают на поверхность породы кристаллического фундамента.

Более молодые олигоцен-неогеновые медно-молибденовые месторождения, несомненно, сходны с меднопорфировыми, но отличаются от них приуроченностью к области тектоно-магматической активизации. Рудоносными здесь являются калиевые монцонит-гранодиоритовые интрузивы, причем оруденение связывается с наиболее поздними их порфировыми дифференциатами (гранодиорит-порфиры). В рудах повышено содержание молибдена, которое с глубиной резко возрастает. Отмеченные изменения во времени месторождений, принадлежащих к единой группе рудных формаций, находят объяснение при расшифровке глубинных корней и общей направленности процессов геосинклинальной и тектоно-магматической активизации.

Своеобразную эволюцию во времени испытали жильные полиметаллические месторождения, развитые в различных тектонических зонах региона и возникшие в различные этапы герцинской, ранне- и позднеальпийской эпох. Герцинскими являются полиметаллические месторождения Бечасынской зоны, расположенные в Эльбрусском и Тызыльском рудных полях. На периферии последних галенит-сфалеритовые жилы часто сменяются баритовыми. Они относятся к пермскому возрасту и парагенетически связываются с позднеорогенными дайками кислых порфировых пород, залегая преимущественно в кристаллических породах метаморфического фундамента.

Раннеюрскими являются крупные жильные полиметаллические месторождения Садонского района. Их формирование ныне все более уверенно увязывается с субвулканическими образованиями — комагматами вулканитов осетинской свиты [39]. Исходя их этого месторождения следует относить к раннегеосинклинальным. Морфология наиболее крупных рудных тел обусловлена вмещающими породами — палеозойскими гранитами либо перекрывающими их юрскими вулканогенными и песчано-сланцевыми толщами. Состав руд сложный, в изобилии отмечается пирротин. Последний служит переходным звеном, соединяющим эту рудную формацию с медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической, проявления которых размещаются к востоку и западу от Садонского района в зоне Южного склона.

Следующей — среднеюрской — возрастной группой служат жильные полиметаллические месторождения, иногда с золотом, встречающиеся в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа (Дамблуд, Мехмана). Они обнаруживают пространственную и предположительно парагенетическую связь с батскими гранитоидами. Жилы размещаются в байосских вулканогенных отложениях, имеют относительно простой состав и небольшие масштабы. Взаимопереходов с близкими им по возрасту колчеданно-полиметаллическими месторождениями не наблюдается.

Следует отметить также широкое распространение в зоне Южного склона жильных полиметаллических проявлений, часто обнаруживающих непосредственную связь с баритовой минерализацией. В последнее время развивается представление о возможном их метаморфическом происхождении. Проявления датируются поздней юрой—ранним мелом [39]. Изолированно от них в доломитах титона проявлено стратиформное свинцово-цинковое оруденение Дзышра.

Иной характер рудоносности наблюдается в западной части Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа в связи с предверхнеэоценовым магматизмом. Здесь размещается большое число мелких жильных медно-полиметаллических месторождений простого состава, отличающихся развитием в рудных телах горизонтальной и вертикальной ритмичной зональности [17]. Рудные жилы залегают в вулканогенных отложениях среднего эоцена и образуют ореолы на периферии штоков изверженных пород. С кислыми дифференциатами интрузивного комплекса предполагается связь меднопорфировой минерализации. Оруденение относится к позднегеосинклинальной стадии альпийской эпохи.

Очередная вспышка жильного свинцово-цинкового оруденения в регионе тесно связана с мощным процессом неогеновой тектоно-магматической активизации. Оруденение концентрируется в ряде рудных районов и областей. К последним относится Паннонский срединный массив, составной частью которого служит Советское Закарпатье. Современные исследователи этой области [19] выделяют крупную геологическую структуру — Карпато-Паннонско-Динарский мегасвод, вдоль разломов разделяющуюся на периферическую, внешнюю и центральную части. В последней они различают Словацкий и Трансильванский локальные своды, где собственно и проявилась активизация. В домезозойском фундаменте Паннонского массива, выступающем на поверхность, в его краевых частях известны проявления свинца, цинка и меди, железа, марганца, барита, золота, ртути, сурьмы и др.

Несравненно более продуктивны месторождения, связанные с эоцен-неогеновым субаэральным вулканизмом, в которых содержатся крупные запасы руд золота, серебра, меди, свинца и цинка, ртути, барита и других полезных ископаемых. Они сосредоточены в ряде вулканических центров, размещающихся на территории Румынии, Словакии, Венгрии, Югославии и СССР. В Закарпатье свинцово-цинковое оруденение знаменует первый этап активизации, проявленный в виде кислого вулканизма. Наиболее крупными являются Береговское и Беганьское месторождения сложного состава, жильные рудные тела которых сформировались в результате многостадийного, длительного рудообразования.

На Большом Кавказе с активизацией связана прожилково-вкрапленная свинцово-цинковая минерализация в лакколите Золотой Курган района КМВ, а главным образом Квайсинское месторождение (Южная Осетия) простого состава с колломорфными галенит-сфалеритовыми рудами, локализованными в крупных трещинных структурах.

На Малом Кавказе наиболее полно данный тип оруденения проявился в Айодзорском районе Памбак-Зангезурской зоны, где жильные полиметаллические месторождения (Газма, Азатек и др.), часто обладающие сложным многометальным составом, парагенетически отчетливо увязываются с малыми интрузиями гранитоидов.

Как видно, группа формаций жильных полиметаллических месторождений распространена в регионе достаточно широко. Вместе с тем к ней здесь, за исключением Садонского района, не принадлежат крупные промышленные объекты. Месторождения относятся к различным этапам и стадиям герцинской, ранне- и позднеальпийской металлогенических эпох. Одни обнаруживают родство с колчеданно-полиметаллическими месторождениями, а другие образуют изолированные группы плутоногенных месторождений, парагенетически связанные с позднеорогенными или повторно-орогенными малыми интрузиями гранитоидов, наконец, третьи представлены амагматогенными образованиями. Всю эту группу формаций следует отнести к сквозным месторождениям.

Наиболее яркими представителями типоморфных месторождений в данном регионе являются ртутные [9, 38]. Их формирование (может быть, за исключением небольших проявлений Северного Кавказа) связано с позднеальпийской тектоно-магматической активизацией. Среди них выделяются две генетические (и формационные) группы — амагматогенная и вулканогенная. Первые входят в состав регионального ртутного пояса [9], прослеживающегося вдоль осевой части Большого Кавказа и, возможно, находящего продолжение далеко на востоке, в Копетдаге. Многочисленные проявления и редкие небольшие месторождения относятся к киноварь-диккитовой формации, контролируются крупными разломами и размещаются в песчано-сланцевой толще лейаса либо карбонатном флише верхней юры—мела.

Вулканогенные ртутные месторождения небольшого масштаба известны в Закарпатье и Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа. Они связаны с молодыми субаэральными вулканитами основного состава второй стадии активизации. Некоторые из них отрабатывались.

Группу типоморфных месторождений можно расширить за счет представителей антимонит-ферберитовой и реальгар-аурипигментовой рудных формаций. Они сосредоточены главным образом в пределах рудного района Горной Рачи, где образуют порой богатые рудные скопления, в том числе ныне эксплуатирующиеся (реальгаровое месторождение Лухуми) либо служившие объектом кустарной добычи (антимонитовое Зопхито, ферберитовые Ноцара, Сагеби).

Приведенный краткий обзор рудоносности Кавказско-Карпатского региона свидетельствует о многообразии и сложности эволюции рудообразования во времени. Если в одном случае повторяемость геодинамических обстановок обеспечивает разновременное формирование сходных месторождений сквозных рудных формаций, то в другом — направленное поступательное развитие земной коры служит причиной возникновения типоморфных месторождений, число которых последовательно возрастает во времени и достигает максимума в альпийской эпохе (рис. 3).

В сложном многоступенчатом возвратно-поступательном процессе развития земной коры региона можно выделить периоды резкого повышения эндогенной активности, знаменующиеся бурным протеканием процессов магматизма и эндогенного рудообразования, которым сопутствует коренная перестройка структурного плана региона — отмирание одних рудоносных структур и зарождение

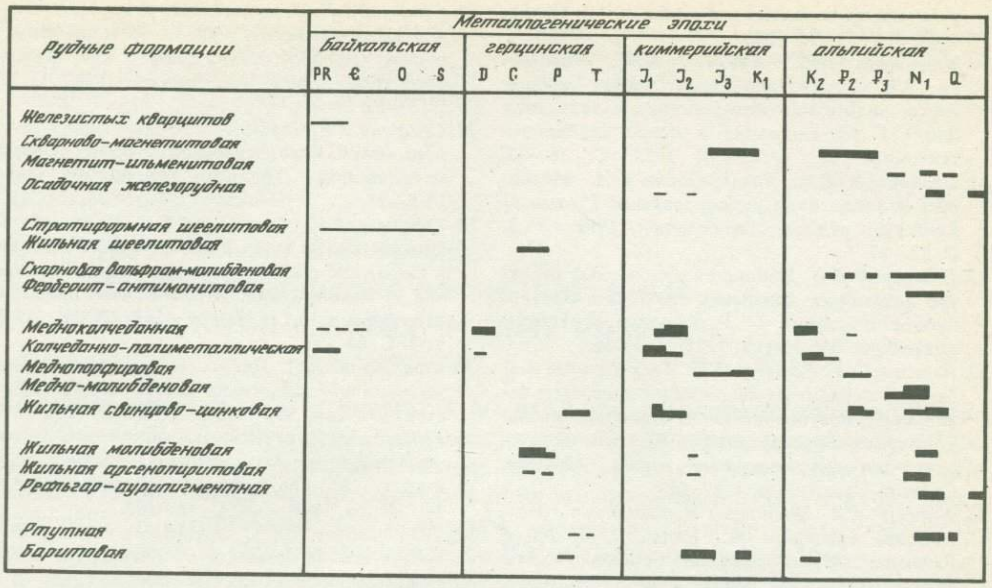



*Рис. 3.* **Схема эволюции рудообразования Кавказско-Карпатского региона**

новых. К таким относятся поздний докембрий—начало палеозоя, средний девон, пермь, средняя юра, поздний мел, средний эоцен, миоцен.

Если одни месторождения возникают в течение прогрессивного геосинклинального процесса, то другие, порой наиболее значительные месторождения характеризуют деструктивный процесс тектоно-магматической активизации. Отсюда следует, что металлогения является чутким индикатором геодинамических обстановок.

Анализ эволюции металлогении во времени приводит к предположению, что в длительном полицикличном геологическом развитии региона широко проявилось унаследованное рудообразование. Источниками металлов, сосредоточенных в промышленных альпийских месторождениях, по-видимому, служили древние стратиформные залежи убогих руд. В этом случае можно полагать, что мобилизация и переотложение рудного вещества осуществлялись неоднократно повторяющимися процессами метаморфизма и магматизма. Дальнейшие исследования в этом направлении должны привести к выводам научного и практического значения.

## Литература


1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 248 с.
2. *Андреев Г.В.* Области многоэтапной активизации — перспективные рудоносные мегаструктуры. Новосибирск: Наука, 1986. 104 с.
3. *Асаналиев У.А., Долженко В.Н.* Метаморфизм стратиформных месторождений // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя. Киев: Наук. думка, 1988. С. 14—21.
4. *Белевцев Я.Н., Кучер В.Н.* О некоторых проблемах метаморфогенного рудообразования // Там же. С. 3—14.
5. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
6. *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
7. *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Некоторые черты эволюции эндогенного рудообразования в истории развития земной коры // Геология руд. месторождений. 1980. N 2. С. 67—75.
8. *Данилович Л.Г.* Фрагмент океанической коры в структуре Карпат // Геол. журн. 1984. N 4. С. 93—106.
9. *Демидова Н.Г.* Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа // Закономерности

размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964. Т. 7. С. 235—256.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И.* Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит // Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 26—30.
11. *Иваницкий Т.В., Твалчрелидзе Г.А.* Медно-пренит-эпидотовые рудопроявления Грузии // Геология руд. месторождений. 1982. N 3. С. 82—87.
12. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 7—66.
13. *Кекелия С.А., Ратман И.П., Твалчрелидзе А.Г.* Методические рекомендации по поискам и локальному прогнозированию молибден-медно-порфировых месторождений Кавказа (во вторично-эвгеосинклинальных зонах). Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1987. 66 с.
14. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 288 с.
15. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973. 255 с.
16. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
17. *Магалашвили А.Г., Твалчрелидзе Г.А.* Локальная зональность жильного полиметаллического оруденения Мерисского рудного узла (Аджарская АССР) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120, N 2. С. 345—348.
18. *Мейер Ч.* Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 13—71.
19. Новые представления о металлогении Советских Карпат / В.В. Науменко, Н.Ф. Гожик, А.Ф. Гончарук и др. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. 42 с.
20. *Пушкарев Ю.Д.* Изотопно-геохимическая модель общей металлогении. Апатиты, 1985. 43 с.
21. *Рундквист Д.В.* Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1969. Т. 5. С. 303—332.
22. *Рундквист Д.В.* Использование закономерностей эволюции минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 1. С. 407—421.
23. *Скрипченко Н.С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. 259 с.
24. *Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 5. С. 17—81.
25. *Смирнов В.И.* Соотношение осадочного и гидротермального процесса при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, N 1. С. 179—182.
26. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. N 4. С. 3—20.
27. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 3—10.
28. *Смирнов В.И.* Стабильность эндогенного рудообразования в геологической истории // Очерки металлогении. Тбилиси: Мецниереба, 1986. С. 5—17.
29. *Смирнов В.И., Гончарова Т.Я.* Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 3. С. 84—97.
30. *Старицкий Ю.Г.* Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей // Там же. 1958. Т. 1. С. 252—274.
31. *Старицкий Ю.Г.* Полезные ископаемые и закономерности их размещения на древних платформах // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1966. Т. 4. С. 73—105.
32. *Твалчрелидзе Г.А.* О главнейших металлогенических эпохах Земли // Геология руд. месторождений. 1970. N 1. С. 22—36.
33. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканогенных поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
34. *Твалчрелидзе Г.А.* О двух типах колчеданных месторождений и провинций // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 124—130.
35. *Твалчрелидзе Г.А.* Рудоносность докембрийских комплексов Кавказа // Геол. журн. 1982. N 2. С. 32—35.
36. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 161 с.
37. *Твалчрелидзе Г.А.* О некоторых вопросах теоретической металлогении // Геология руд. месторождений. 1986. N 6. С. 92—103.
38. *Твалчрелидзе Г.А., Амбокадзе А.* Ртутные месторождения Кавказа // Ртутные месторождения Донбасса. Киев: Наук. думка, 1982. С. 19—27.
39. Тектоника и металлогения Кавказа // Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе, А.Л. Цагарели, С.И. Кулошвили, Г.А. Твалчрелидзе. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 323 с.
40. *Туровский С.Д.* К вопросу о геологической хронологии. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 158 с.
41. *Тюрнор Ф.С.* Металлогенические провинции и эпохи // Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 34—90.
42. *Фолинсби Р.Э.* Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные? // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С. 253—262.
43. *Хренов П.М.* Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
44. *Шнейдерхён Г.* Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 502 с.
45. *Щеглов А.Д.* Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М.: Недра, 1966. 278 с.
46. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 179 с.

47. *Derry D.R.* A consice world atlas of geology and mineral deposits. L., 1980. 110 p.
48. *Kräutner H.* Die hercynische Geosynklinalerzbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas // Miner. deposita. 1970. Vol. 5, N 4. P. 323—344.

УДК 551.24:551.243.8+553.041

*И.Н. Томсон, В.С. Кравцов*

# Взаимоотношение раннеорогенных и позднеорогенных рудных поясов

Орогенные области характеризуются высокой степенью рудоносности. Размещение полезных ископаемых здесь определяется новообразованными структурными элементами, развивающимися в условиях континентального тектогенеза. Рудные пояса контролируются широкими зонами линеаментов, часто секущими по отношению к структурам основания. Именно этот тип секущих рудных поясов был впервые выделен В.И. Смирновым еще в 1946 г.

В настоящее время получены новые данные о переориентировке специализированных рудных поясов в процессе орогенного развития. Простирание ранне- и позднеорогенных рудных поясов обычно резко дискордантно; нередко они пересекаются почти под прямым углом. Эта переориентировка рудных поясов определяется оживлением новой системы линеаментов в поздний период орогенеза.

В.И. Смирнов, выделяя секущие рудные пояса, отметил, что они контролируются предполагаемыми крупными разрывами в консолидированном фундаменте. В качестве примера В.И. Смирновым [7] был охарактеризован Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный пояс северо-восточного простирания, ориентированный под острым углом к складчатым структурам Тянь-Шаня.

А.С. Великий [3], опираясь на представления В.И. Смирнова, выделяет две группы рудных поясов: 1) согласные со складчатыми структурами; 2) секущие складчатые структуры.

Согласные рудные пояса часто характеризовались как структурно-металлогенические зоны. Так, в работах А.И. Семенова рассмотрены тектонические условия образования таких зон на разных стадиях развития геосинклиналей.

Вопросы эволюции рудных поясов были рассмотрены также А.Д. Щегловым [11, 12]. Им выделены рудные пояса стадии общего геосинклинального прогибания, стадии восходящих движений и главных фаз складчатости, стадии консолидации складчатых сооружений. Две последние стадии отвечают уже собственно орогенным условиям. А.Д. Щегловым выделены также наложенные рудные пояса, которые связываются в основном с процессами активизации. Подобный подход, безусловно, оправдан.

Накопленный к настоящему времени обширный материал по металлогении различных орогенных областей позволяет заключить, что разноориентированные и разновозрастные рудные пояса могут сосуществовать в пределах одного региона. Такие взаимопересекающиеся пояса могли возникнуть благодаря тому, что во время длительной истории орогенного развития происходили структурные перестройки.

Действительно, орогенное развитие представляет собой длительный процесс с последовательной сменой геологических и рудных формаций. Эта смена имеет общий характер в различных орогенах, что позволяет выделить периоды и стадии развития.

Весь цикл орогенного развития может быть разделен на два периода,

которые отделены от предшествующих структурными перестройками [6]. Период раннего орогенеза отождествляется А.А. Моссаковским с накоплением нижних моласс, а период позднего орогенеза связан с перестройкой, возникновением наложенных орогенных впадин поздней генерации. В период позднего орогенеза активизируется новая система линеаментов по сравнению с ранним периодом.

В процессе орогенного развития происходит последовательная смена типов оруденения от меднопорфирового, золото-кварцевого и редкометального к полиметаллическому в первом периоде и к повторному проявлению медно-порфировой, золото-серебряной, редкометальной грейзеновой и затем сурьмяно-ртутной минерализации — во втором периоде.

Рудные формации различных возрастных групп могут образовывать поясовые группировки вдоль систем активизирующихся линеаментов. Характерно, что в процессе эволюции орогенов происходит последовательная активизация одной диагональной системы линеаментов, а потом другой. Вдоль активизированных разломов могут располагаться пояса интрузивов и даек определенного возраста, системы впадин и группы месторождений и рудопроявлений. В ряде орогенов в ранний период активизируются линеаменты субсогласной ориентировки по отношению к складчатому основанию. В поздний период формируются секущие пояса. Примером может служить Яно-Колымский ороген.

**Яно-Колымская орогенная область** входит в состав крупной мезозойской рудной провинции Тихоокеанского пояса. Большинство месторождений этого региона связано с орогенным этапом развития. В размещении месторождений золота, олова и других металлов в Яно-Колымском регионе главенствующая роль принадлежит трем категориям структур: 1) трансрегиональным секущим поясам разломов и скрытым линеаментам; 2) складчатым зонам, сформированным на тектонически разнородном допалеозойском фундаменте; 3) сводовым и очаговым структурам, возникшим в орогенный этап развития. Сочетание влияния этих категорий структур определяет особенности размещения разнотипного оруденения в регионе.

По времени формирования месторождения благородных и редких металлов выделяются две группы, одна из которых связана с ранне- и среднеорогенной (титон—средний альб), а вторая — с позднеорогенной (поздний альб—сенон) стадиями развития региона. Первая группа объединяет месторождения золото- и касситерит-кварцевой и золото-сурьмяной формаций. В совокупности они образуют широкий специализированный рудный пояс, который контролируется Верхояно-Колымской системой разломов и скрытых линеаментов. Последний имеет диагонально-лестничное строение, определяет доминирующую северо-западную ориентировку складчатых структур, систему дайковых свит и ареалов позднеюрских—меловых гранитоидных массивов. Золото-кварцевые месторождения совместно с многочисленными россыпями концентрируются в золотоносном поясе, который протягивается на 900 км в северо-западном направлении от верховьев р. Колымы к верховьям р. Яны; максимальная ширина его 200 км. Резкие юго-восточное и северо-западное ограничения золотоносного пояса приходятся на краевые зоны районов пологих дислокаций, ограниченных поясами разломов северо-восточного простирания (рис. 1).

В пределах золотоносного пояса локализуется также и раннеорогенное золото-сурьмяное оруденение, которое сконцентрировано главным образом в верховьях рек Индигирки и Адычи. В.И. Бергер [2], рассмотревший структурное положение всех золото-сурьмяных месторождений и рудопроявлений региона, выделил здесь серию рудных зон, согласных с простиранием складчатости и размещающихся в обрамлении районов пологих дислокаций. В совокупности зоны золото-сурьмяных месторождений образуют единый золото-

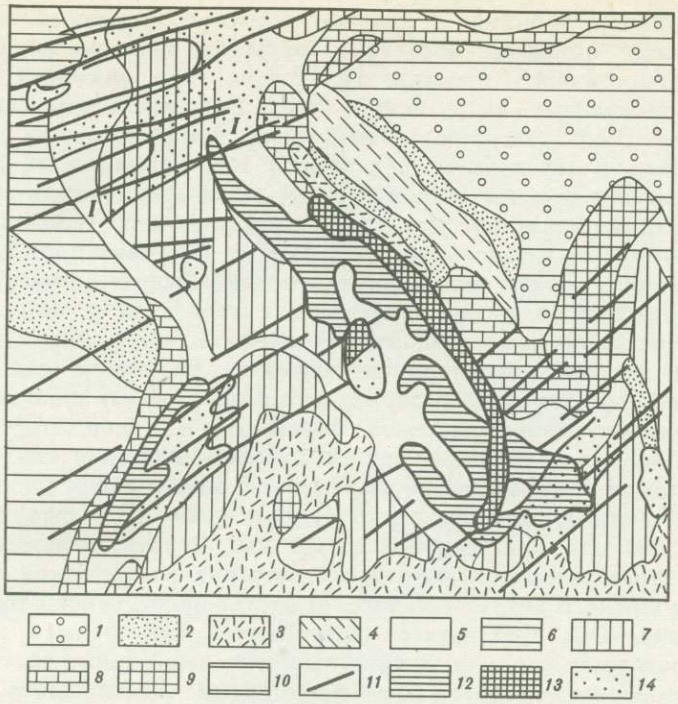



*Рис. 1.* **Схема размещения раннеорогенных золотокварцевых и позднеорогенных касситерит-силикатно-сульфидных рудных зон в Яно-Колымском регионе**

*1* — кайнозойские впадины; *2* — позднемезозойские орогенные впадины; *3* — Охотско-Чукотский и Уяндино-Ясачнинский вулканогенные пояса; *4* — Илинь-Тасский позднеюрский прогиб; *5* — зоны интенсивной мезозойской складчатости; *6* — Верхоянская зона коробчатой и линейной складчатости; *7* — районы пологих дислокаций; *8* — краевые поднятия, сложенные палеозойскими толщами; *9* — выступы докембрийского фундамента; *10* — Сибирская платформа и срединные массивы; *11* — разломы северо-восточного простирания; *12* — золотоносные зоны; *13, 14* — оловоносные зоны с оруденением: *13* — касситерит-кварцевой формации, *14* — касситерит-силикатно-сульфидной формации; *I—I* — Дербеке-Нельгехинская оловоносная зона

сурьмяный рудный пояс, территориально совпадающий с Главным золотоносным поясом региона. Северо-восточный фланг последнего обрамляется зоной раннеорогенного касситерит-кварцевого оруденения, ассоциирующего с высокоглиноземистыми колымскими гранитами. Таким образом, в пределах Верхояно-Колымского металлогенического пояса локализуются различные типы раннеорогенного оруденения.

На северо-востоке Азии, за пределами Яно-Колымского региона, помимо золотых месторождений, системами северо-западных разломов контролируются зоны раннеорогенного меднопорфирового оруденения. Одна из таких зон — Баимская — прослеживается в междуречье Омолона и Большого Анюя. Она тяготеет к меловым вулканитам Олойского прогиба, контролируется разломами северо-западного простирания и достигает в длину 400 км при ширине до 30—40 км. По М.Е. Городинскому и др. (1978 г.), меднопорфировое оруденение Баимской зоны ассоциирует с габбро-монцонит-сиенитовыми интрузивами ечдыгычского комплекса, абсолютный возраст которых составляет 133—96 млн лет. Продолжение зоны возможно как на северо-восток, в пределы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так и на северо-запад.

Принципиально иную структурную позицию занимает позднеорогенное кас-

ситерит-силикатно-сульфидное и золото-серебряное оруденение. В Яно-Колымском орогенном поднятии оно контролируется в основном системой разломов северо-восточного простирания. Вдоль этих разломов локализуются цепочки позднемеловых интрузивных штоков, которые именуются "поперечными рядами". Роль северо-восточных (поперечных) разломов в данном случае заключалась в образовании поперечных зон, проницаемых для продуктов орогенного позднемелового магматизма и рудоносных гидротерм, в результате чего в благоприятных для этого тектонических условиях по периферии районов пологих дислокаций и срединных массивов происходило формирование оловорудных месторождений этого типа. Рудная специализация северо-восточных разломов отчетливо проявлена в верховьях р. Яны, где известны зоны поперечных скрытых разломов фундамента, контролирующих оловянное оруденение и цепочки гранитоидных массивов. Барьерную роль здесь играет зона Дербеке-Нельгехинского разлома, которая разделяет площади распространения оруденения золото-кварцевой формации, с одной стороны, и касситерит-силикатно-сульфидного — с другой. Дербеке-Нельгехинский разлом контролирует положение наиболее четко выраженной одноименной поперечной оловоносной зоны, включающей несколько рудных узлов. Протяженность ее составляет около 200 км при ширине до 10 км. Дербеке-Нельгехинская оловоносная зона прослеживается в пределах песчаниково-сланцевой толщи позднетриасового и юрского возраста, пересекая вкрест простирания складчатые структуры мезозоид. Она трассируется протяженной свитой даек разного состава, ориентированных согласно с простиранием самой зоны, несколькими удлиненными вдоль нее гранитоидными массивами и отличается широко развитой интенсивной трещиноватостью пород преобладающего северо-восточного и субширотного простирания [1]. По Б.Л. Флерову и др. [10], оруденение Дербеке-Нельгехинской рудной зоны относится к турмалиновому и хлоритовому типам касситерит-силикатной формации. Оловорудные тела в пределах зоны также ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. В Яно-Колымском регионе выделяются еще несколько металлогенических специализированных поясов разломов и скрытых линеаментов, контролирующих касситерит-силикатно-сульфидное оруденение, — Юдомо-Момский, Улья-Булунский и Армано-Сугойский. Последний, протягиваясь в северо-восточном направлении далеко за пределы Яно-Колымского региона, контролирует и положение золото-серебряного рудного пояса той же ориентировки, выделенного ранее В.И. Смирновым [8].

Таким образом, от раннеорогенного к позднеорогенному периоду произошла переориентировка систем линеаментов. В ранний период активизировались разломы и линеаменты северо-западного направления. Вдоль этих систем следовали свиты добатолитовых даек и крупные интрузивные тела позднеюрского—раннемелового возраста. Оруденение раннего периода, представленное золото-кварцевой, золото-сурьмяной и кварц-касситеритовой минерализацией, контролируется также разломами этого направления.

В позднеорогенный период оживилась система поперечных разломов северо-восточного направления, вдоль которых следуют позднемеловые интрузивы и касситерит-силикатно-сульфидное оруденение.

**Сихотэ-Алиньская область.** Другим регионом Востока Азии, где кардинально меняется структурный контроль определенных типов ранне- и позднеорогенного оруденения, является Приморье и Нижнее Приамурье. При общем северо-восточном простирании структурно-формационных зон этого региона особое рудоконтролирующее значение принадлежит здесь Котуй-Алдано-Нижнеамурскому поясу разломов и скрытых линеаментов северо-западного простирания, с которым связан протяженный золотоносный пояс [9]. Благодаря этой системе разломов Сихотэ-Алинь и прилегающая территория в ру-

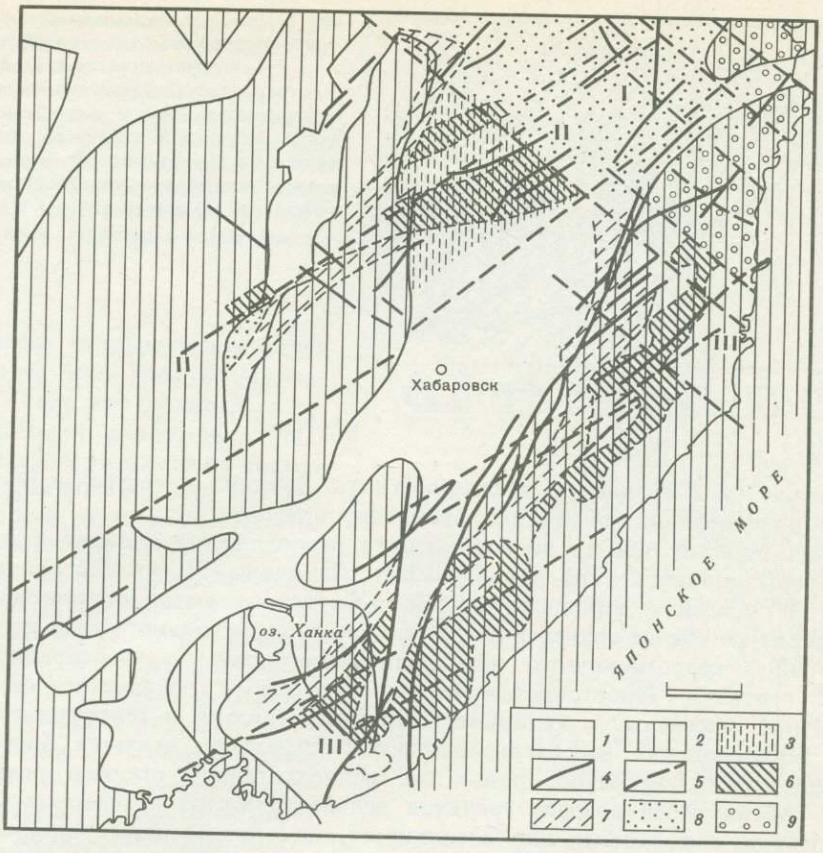



*Рис. 2.* **Схема размещения золотого и оловянного оруденения в Приморье и Нижнем Приамурье**
*1* — области рифейских геосинклинальных прогибов; *2, 3* — области устойчивых поднятий в рифее: *2* — установленные, *3* — предполагаемые; *4* — закартированные разломы; *5* — зоны секущих разломов и линеаментов, установленных по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным; *6, 7* — оловоносные пояса (*II—II* — Хингано-Баджальский, *III—III* — Главный Сихотэ-Алиньский) с оруденением касситерит-силикатно-сульфидной (*6*) и касситерит-кварцевой (*7*) формаций; *8, 9* — Удско-Нижнеамурский золотоносный пояс (*I*) с оруденением золото-кварцевой (*8*) и золото-серебряной (*9*) формаций

доносном отношении расчленяются на две части — северную золотоносную и южную оловоносную (рис. 2). Торцовое сочленение специализированных рудных площадей проходит по Сонах-Тумнинскому разлому. Северная золотоносная площадь контролируется Удско-Нижнеамурским отрезком Котуй-Алдано-Нижнеамурского пояса разломов, где преимущественно развито раннемеловое золото-кварцевое оруденение. Рудная специализация секущего пояса разломов накладывает свой отпечаток и на северный фланг Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса, где широко проявлено более молодое золото-серебряное оруденение. Более южные районы Приморья отличаются оловянной специализацией. Формирование оловорудных месторождений происходило в средне- и позднеорогенные стадии развития региона. Касситерит-силикатно-сульфидные зоны Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья имеют уже отчетливую северо-восточную ориентировку, что обусловлено рудоконтролирующим влиянием разломов того же простирания (см. рис. 2).

Таким образом, и в этом регионе отмечается активизация в раннеорогенную стадию разломов северо-западного простирания, контролирующих золотое

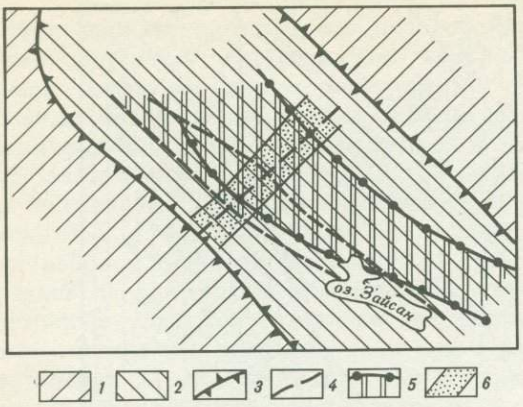



*Рис. 3.* **Дискордантное положение оловоносных зон на территории Восточного Казахстана [5]**

*1, 2* — складчатые системы: *1* — каледонская, *2* — герцинская (Зайсанская); *3* — пограничные глубинные разломы; *4* — глубинные разломы внутри Зайсанской складчатой системы; *5, 6* — площади с преимущественным развитием оруденения касситерит-кварцевой (*5*) и касситерит-силикатной (*6*) формаций

оруденение, а в средне- и позднеорогенную стадии — северо-восточных разломов, определяющих позицию оловоносных поясов.

Показательный пример дискордантного расположения оловорудных зон разного формационного типа приводит В.А. Ларичкин [5] для Восточного Казахстана. В пределах герцинского Жарма-Саурского металлогенического пояса касситерит-кварцевое оруденение грейзеново-кварцевожильного типа сгруппировано в зону северо-западного простирания, согласную с простиранием складчатых структур. Пространственно оно тяготеет к позднепалеозойским ($P_1$) гранитным массивам, с которыми, вероятно, связано и генетически. По времени формирования касситерит-кварцевое оруденение является более ранним и принадлежит, вероятно, ранне- и среднеорогенной стадиям развития области. Абсолютный возраст гранитов дельбегетейского и керегетас-эспинского комплексов, с которыми оно ассоциирует, по определениям калий-аргоновым методом, составляет 290—270 млн лет. Иную, северо-восточную, ориентировку имеет зона преимущественного развития более позднего касситерит-силикатно-сульфидного оруденения (рис. 3). Оно контролируется секущими разломами того же простирания, ассоциирует с более поздней серией даек и дайкообразных гранитных тел и формировалось, скорее всего, в позднеорогенную стадию.

Для **Средиземноморского альпийского металлогенического пояса** также характерно развитие разноориентированных рудных поясов. Эти соотношения можно проиллюстрировать на примере Сербско-Македонской провинции Югославии. К концу мезозоя здесь сформировались складчатая структура Динарид, Сербско-Македонский массив и близ границы между ними — приразломная Вардарская зона с позднемезозойскими офиолитами, флишем и карбонатными толщами. В дальнейшем, в орогенный этап развития, Сербско-Македонская провинция выступала как единый консолидированный массив, где формировались орогенные наземные комплексы. В орогенном этапе здесь выделяются эоцен-олигоценовая, миоценовая и плиоцен-антропогеновая стадии, которые можно сопоставить с ранней, средней и поздней стадиями орогенеза. Ранняя, эоцен-олигоценовая, стадия орогенеза на территории Югославии носила амагматичный характер. На соседней территории Родопского массива в Болгарии с этой стадией были связаны вулканическая деятельность и образование полиметаллического оруденения. В среднюю, миоценовую, стадию активная магматическая деятельность и рудообразование проявились в пределах Сербско-Македонского массива. Обращает на себя внимание то, что ареалы миоценовых вулканитов образуют здесь пояс северо-западного простирания, который расположен несогласно по отношению к позднемезозойскому структурному плану

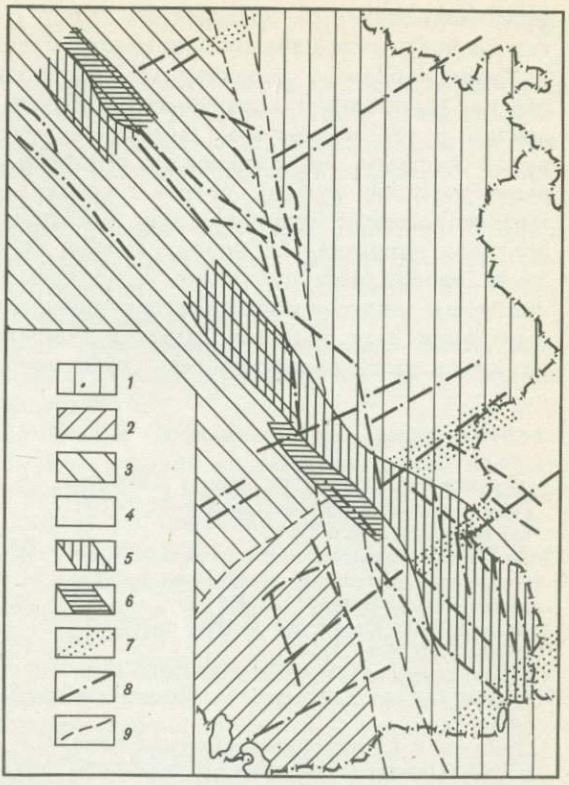



*Рис. 4.* **Схема размещения ранне- и позднеорогенного оруденения на территории Сербии и Македонии**

*1* — Сербско-Македонский массив; *2* — Пелагонский массив; *3* — область Динарид; *4* — Вардарская зона; *5—7* — рудные зоны с минерализацией: *5* — раннеорогенной полиметаллической, *6* — сурьмяной, *7* — позднеорогенной эпитермальной; *8* — разломы; *9* — границы структурно-формационных зон

и под очень острым углом сечет Вардарскую зону (рис. 4). Вулканический пояс контролируется секущей системой разломов, отчетливо дешифрирующихся на космических снимках; с ними связана основная зона развития неогенового сульфидного оруденения северо-западного простирания, ширина которой составляет 30—50 км. Эта металлогеническая зона, прослеживающаяся из Юго-Восточной Македонии в излучину р. Дрины (район г. Лозницы), включает миоценовое медное, полиметаллическое, золотое и сурьмяное оруденение, возраст которого, по определениям калий-аргоновым методом, составляет 18—16 млн лет. Иную структурную позицию занимает оруденение позднеорогенной стадии. Как считает Р. Стоянов, зона развития последнего на юге Сербско-Македонской области контролируется поперечными северо-восточными разломами. Рудная зона этого простирания включает таллиевое месторождение Алшар и группу эпитермальных рудопроявлений.

Следовательно, в западных районах США отмечается четкая обособленность раннеорогенного оруденения в субмеридиональных, а позднеорогенного — в восток—северо-восточных поясах.

Подобные закономерности отмечаются и для Монголии. По данным М. Жамсрана, в Восточно-Монгольской провинции рудные пояса со среднеюрским воль-

Другую структурную позицию занимают месторождения олигоцен-миоценового возраста. Они группируются в пределах семи секущих поясов восток—северо-восточного направления [4]. В их пределах локализуются позднеорогенные медно- и молибден-порфировые, золото-теллуровые и другие месторождения.

Разноориентированные рудные пояса известны в пределах западных штатов США [4]. Продольные пояса медного, золотого, ртутного и хромитового оруденения субмеридиональной ориентировки согласны с общим структурным планом Кордильер. Они включают оруденение преимущественно позднемезозойского возраста. Параллельно западному побережью прослеживается ртутный пояс. К востоку он сменяется золото-кварцевым поясом, месторождения которого (Мазер Лоуд и др.) имеют нижнемеловой возраст. Субмеридиональное направление присуще также поясу золото-арсенидных месторождений, который пролегает на границе эвгеосинклинали с миогеосинклиналью. Рудные поля здесь сопровождаются меловыми интрузивными породами.

фрам-молибденовым оруденением имеют северо-восточную ориентировку, тогда как позднеюрские оловянно-вольфрамовые — северо-западную.

Таким образом, структурный контроль ранне- и позднеорогенного оруденения разноориентированными системами линеаментов является широко проявленной закономерностью. Последняя связана с перестройкой и оживлением новой системы линеаментов в позднеорогенный период, которые контролируют позицию рудных поясов, нередко имеющих поперечную ориентировку. Позднеорогенные рудные пояса, особенно когда они не сопровождаются цепочками интрузивных пород, имеют скрытый характер. Поэтому их выявление необходимо проводить целеустремленно, привлекая данные по дистанционному зондированию скрытых линеаментов. В.И. Смирновым еще в 1946 г. была выдвинута проблема секущих рудных поясов. Последние являются закономерным элементом металлогении орогенов.

### Литература


1. *Барсуков В.Л., Лугов С.Ф., Макеев Б.В.* и др. Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Ч.1. 332 с.
2. *Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
3. *Великий А.С.* Структуры рудных полей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 275 с.
4. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
5. *Ларичкин В.А.* Геологические основы прогноза и методы оценки оловорудных месторождений. М.: Недра, 1981. 192 с.
6. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
7. *Смирнов В.И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947. 154 с.
8. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
9. *Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т.* и др. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
10. *Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В.* и др. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. 318 с.
11. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 179 с.
12. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 427 с.


УДК 553.068.7

*Я.Н. Белевцев*

## Металлогения щитов и метаморфогенное рудообразование

Щиты и древние платформы занимают более половины площади материков Земли и являются носителями крупнейших рудных месторождений Fe, Mn, Ni, Cu, Au и многих других металлов. Новые геологические данные, полученные в последние десятилетия почти на всех континентах мира, свидетельствуют о принципиальных отличиях геологического развития и металлогении щитов от фанерозойских складчатых областей [4]. Экспериментальные исследования условий образования и закономерностей размещения рудных месторождений в докембрии подтверждают их принципиальные отличия от фанерозойских. Однако до настоящего времени нельзя считать в полной мере раскрытой историю геологического развития и металлогению докембрийских щитов.

## Геологическое развитие щитов

Новые материалы, полученные при изучении Украинского и Балтийского щитов, обширная литература по металлогении щитов, а также личное ознакомление с рудными месторождениями Канадского, Индийского и Австралийского щитов позволяют автору рассмотреть главнейшие особенности геологического строения и историю развития докембрийских щитов [1].

Щиты и кристаллические основания древних платформ сложены глубоко измененными породами, которые являются продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных областей.

Геологическое развитие в докембрии происходило в условиях самого раннего и длительного периода (более 3 млрд лет) геологической жизни Земли, в 5 раз превышающего все фанерозойские эпохи.

Для докембрия характерны маломощная и мобильная кора Земли, высокая интенсивность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов, а также повышенный поток тепловой энергии, приведший к интенсивному развитию метаморфизма и ультраметаморфизма пород.

Эти особенности явились причиной своеобразного геологического развития в докембрии, не повторявшегося в последующие эпохи. Для раскрытия первичного характера пород, слагающих щиты, и определения этапов геологического развития в докембрии нами применен анализ геологического материала щитов, который сводится к следующему: а) условное снятие метаморфизма и гранитизации, реконструкция первичных осадочных и вулканогенных формаций; б) обработка изотопных геохронологических данных по породам различных формаций и выявление закономерностей их пространственного размещения; в) анализ мигматитов и гранитов с позиции ультраметаморфизма, реконструкция исходных пород, подвергшихся гранитизации; г) выделение интрузивных образований и установление их связи с зонами платформенной активизации; д) анализ структурных планов разновозрастных складчатых структур [3].

Применение этих принципов к оценке геологического материала дало возможность раскрыть историю геологического развития докембрийских складчатых зон щитов, что позволило выделить два крупных тектоно-метаморфических цикла, отвечающих периодам развития: догеосинклинальному — архейскому (3500—2700 млн лет) и геосинклинальному — нижнепротерозойскому (2700—1800 млн лет), а также установить особенности геологического развития платформенного этапа (1800—1200 млн лет) [6].

Для архейского цикла характерна грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей его развития. Поэтому значительную часть разреза архея образуют вулканогенные породы основного и ультраосновного состава, представленные амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами, часто измененные интенсивной гранитизацией.

Для нижнего протерозоя характерны снижение интенсивности вулканизма и развитие процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов.

Большое значение для многих геологических процессов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, которая резко снизилась на рубеже архея и протерозоя. Смена физико-химических условий в протерозое привела к образованию мощных толщ кластогенных и биогенных пород.

В геологическом развитии подвижных зон в протерозое достаточно четко выделяются три этапа: ранний, или вулканогенно-седиментогенный, средний —

складчато-метаморфический и поздний — разломно-интрузивный. Длительная геологическая история этого периода запечатлена в полных формационных рядах типичных геосинклинальных вулканогенных, осадочно-вулканогенных, осадочных и ультраметаморфических формаций. По геологическим и экспериментальным данным, а также на основании термодинамического анализа пород различных метаморфических фаций выделяются два главнейших типа преобразований первичных вулканических и седиментогенных пород в докембрии.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивался одновременно с формированием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах на значительных площадях, где метаморфические преобразования протекали с образованием равновесных парагенезисов минералов в метаморфических породах. Для регионального динамотермального метаморфизма характерны изохимический тип преобразований с существенным перемещением элементов в завершающие этапы и развитием аллохимического метаморфизма, а также дегидратация и десилификация, усиливающиеся с возрастанием степени метаморфизма.

Региональный ультраметаморфизм проявился на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях и только в тех местах, где метаморфизм достигал амфиболитовой и гранулитовой фаций. Ультраметаморфизм протекал в условиях открытой системы путем привноса и выноса элементов растворами.

Н.Г. Судовиков [5] выделял два типа ультраметаморфизма: 1) метаморфогенно-анатектический высокотемпературный монофациальный, приведший к образованию в архее эндербитов, чарнокитов и плагиоклазовых гранитоидов; 2) палингенно-метасоматический, выразившийся в частичном или полном плавлении и региональном метасоматозе с образованием богатых калием гранитоидов, он характерен для протерозоя и архея.

## Главнейшие особенности металлогении щитов и метаморфогенное рудообразование

Металлогения щитов и древних платформ определяется тремя резко разграниченными периодами геологической истории докембрия [2]: 1) подвижных зон докембрия, 2) платформенного развития, 3) осадочного чехла.

Металлогения подвижных зон кристаллического фундамента закономерно связана с накоплением металлов в осадочных и вулканических породах в ранние этапы развития с последующей их концентрацией в средние и конечные этапы.

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные компоненты. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудогенных элементов в породах, вызванная метаморфизмом — растворением, перекристаллизацией, иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов в метаморфических породах, не отвечающему первоначальному в осадочных или вулканических породах.

Для архейского периода характерны активный основной вулканизм и интенсивное накопление в породах Fe, Mn, Ni и Cu, которые поступали в зону седиментации непосредственно из основных магм. Это привело к образованию значительной части железистых пород и железных руд среди архейских железисто-кремнистых формаций.

Недостаток кислорода в атмосфере и гидросфере в течение всего архея способствовал разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению

*Таблица 1*

**Средние содержания металлов (в %) в главнейших породах Украинского щита**

| Породы | Сидерофильные (Ti, Cr, Co, Ni, V) | Халькофильные (Pb, Cu, Sn, Zn, Ag) | Литофильные (Zr, Ba, Mo, Mn) | Сумма |
|---|---|---|---|---|
| Вулканические основные и ультраосновные | 0,226 | 0,019 | 0,095 | 0,340 |
| Терригенные | 0,122 | 0,013 | 0,206 | 0,341 |
| Хемогенные | 0,0280 | 0,0043 | 0,0902 | 0,122 |

в водных бассейнах больших масс железа, кремнезема, марганца, урана и других металлов.

В нижнем протерозое отмечается резкая смена условий геологического развития, выразившаяся, во-первых, в снижении интенсивности вулканизма, развитии процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Во-вторых, появление в большом количестве свободного кислорода в атмосфере и гидросфере способствовало массовому выпадению в водных бассейнах окислов железа, марганца, меди, урана, кремния и других элементов — продуктов долговременного разрушения вулканогенных и осадочных пород архея. К этому периоду относится образование большей части джеспилитовой формации, заключающей более 80% железных руд земного шара и значительную часть марганца, алюминия, свинца, цинка, циркония, золота и многих других металлов, определивших металлогению протерозойских образований.

Условием концентрации металлов в докембрии явилось накопление больших масс основных и частично ультраосновных вулканитов в архее и нижнем протерозое, вследствие чего возникли мощные толщи пород спилит-кератофировой и офиолитовой формаций со значительными содержаниями Fe, Mn, Co, Cu, Ni, V, Zn и других металлов, которые и определили металлогению архея.

Вторым условием концентрации металлов была господствовавшая в протерозое седиментация, с которой связана концентрация больших масс Fe, Mn, U, Al, Pb, Au в терригенных, хемогенных и биогенных осадках. Доказано, что железо поступало в зону седиментации не только в результате разрушения вулканических пород, но и непосредственно из основных магм при подводном их излиянии.

Большие объемы вулканических и осадочных пород и рудоносных фаций в них показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений (табл. 1). По нашим подсчетам, в 1 км$^3$ осадочных пород протерозоя находилось около 5—8 млн т различных металлов, а одного металла, содержание которого в породе составляло примерно 0,01%, около 0,5—1 млн т.

Главным процессом концентрации металлов были метаморфизм и ультраметаморфизм пород, которые вызвали перемещение и концентрацию рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадков.

Подсчеты количества малых элементов в породах различных метаморфических фаций показали, что в областях проявления динамотермального — регионального метаморфизма наблюдается тенденция уменьшения содержания металлов по мере нарастания метаморфизма.

В породах различных метаморфических фаций постепенно снижаются суммы малых металлов от зеленосланцевой фации через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Такие распространенные металлы, как Cr, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, характеризуются средним содержанием в породах зеленосланцевой фации Украинского щита около 0,16%, тогда как в гранулитовой фации оно снижается до 0,09%, т.е. почти на 50%. При усилении метаморфизма происходит перемещение и концентрация металлов, причем отдельные металлы накапливаются в определенных метаморфических фациях.

Эта закономерность усложняется при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов. Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений (Mo, Zr, Ba), охотно накапливались в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма. В этих же условиях концентрировались и халькофильные элементы (Pb, Zn, Ag, Au).

Сидерофильные элементы часто накапливались среди пород высоких ступеней метаморфизма (Fe, Mn, Ti, Co, Cr, Ni), однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения — силикаты и сульфиды — в зонах относительно низких ступеней метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивным выносом рудных элементов, о чем свидетельствует снижение содержания многих рудогенных металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых все же достаточно отчетливо сохранились черты первичного их распределения.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород при метаморфической гранитизации привели к возникновению гранитоидных пород (мигматиты, анатектиты, граниты), которые отличаются от исходных потерей значительных количеств FeO, MgO, Ca и многих рассеянных металлов. В реоморфических и метасоматических гранитах наблюдается накопление урана и свинца, цинка и марганца. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Метаморфогенное рудообразование происходило при следующих процессах.

А. Перекристаллизация исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму, во многих случаях приводила к новым технологическим свойствам, и это определяло породу как полезное ископаемое. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси гидроокислов Fe и $SiO_2$) образовались магнетитовые кварциты, роговики и джеспилиты, которые являются рядовыми железными рудами; из глинистого сланца, богатого Al (силлиманитовые и кианитовые породы), — алюминиевые руды; из углеродистого сланца — графитовые руды и др.

Б. Вынос из породы безрудных компонентов осуществлялся в условиях пластического сжатия, он сопровождался сближением рудных минералов или прослоев, что и привело к превращению породы в руду, в частности при образовании остаточно-метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов. Сущность его состоит в том, что щелочными водами растворяется кварц и выносится $SiO_2$, разрушаются частично или полностью безрудные прослои; остающиеся рудные прослои под влиянием тектонического сжатия сближаются, образуя богатую руду. Это происходило в зонах тектонического напряжения, вызывающего усадку материала породы и образование плойчатости. Так возникли остаточно-метаморфические железные руды.

В. Метасоматическое замещение нерудных минералов породы рудными ха-

рактерно для большинства разновидностей ультраметаморфических месторождений. Рудоотложение при этом происходило вследствие обменных ионных реакций между минералами породы и раствором, которые вызывались нарушением равновесного состояния раствора и породы в связи с изменением внешних причин (температуры и давления) при фильтрации и диффузии раствора через породы. Метасоматическое замещение в условиях пластической деформации отличается тем, что здесь не сохраняется равенство объемов. Объем вынесенных нерудных компонентов часто значительно больше, чем объем образованных рудных минералов. При этом новообразования характеризуются повышенной пористостью; иногда вследствие сжатия и усадки, сопровождающих этот процесс, формируются плотные руды с объемом, гораздо меньшим, чем первоначальная порода.

Г. Выполнение полостей пород рудными минералами происходит вследствие нарушения химического равновесия в растворе, что приводит к их взаимной реакции и образованию нерастворимых в этих условиях соединений в виде рудных минералов. Причиной этого обычно является изменение одного из параметров равновесия — охлаждение раствора или изменение флюидного давления в системе. Такой тип рудообразования характерен для аллохтонных метаморфических месторождений, реже — для ультраметаморфических.

Метаморфизм пород, слагающих все щиты и древние платформы, сопровождался формированием метаморфогенных рудообразующих систем. По глобальным масштабам и длительному геологическому развитию метаморфизм и связанные с ним метаморфогенные рудообразующие системы должны относиться к общим планетарным явлениям.

Рудообразующие метаморфогенные системы формировались под влиянием конвективного тепла Земли, поднимавшегося из подкоровых глубин. Это тепло явилось главной причиной перекристаллизации пород и создания тепломáссопереноса, приведших к перемещению рудогенных элементов. Рудообразующие системы формировались из коровых и подкоровых флюидов и вод, высвобождавшихся при перекристаллизации и переплавлении осадочных и вулканогенных пород (см. рисунок).

*Первый этап* — развитие метаморфизма и ультраметаморфизма, что вызвало разрушение кристаллических решеток минералов и переход многих химических элементов в подвижное состояние. Эти элементы насыщали растворы и флюиды, переводя их в метаморфогенные рудные растворы. Описываемая область отвечает периоду зарождения метаморфогенных рудообразующих систем (см. рисунок, поле *I*).

*Второй этап* — максимальное проявление и завершение метаморфизма и ультраметаморфизма, формирование рудообразующих систем и начало процессов рудообразования. Для этого этапа характерно образование метаморфизованных и частично метаморфических месторождений (поле *II*).

*Третий этап* — постультраметаморфизм и протоактивизация, оптимальное рудообразование; характерно формирование собственно метаморфических и ультраметаморфических месторождений (поле *III*).

*Четвертый этап* отвечает действию метаморфогенной рудообразующей системы в зоне развития осадочных пород, измененных в условиях глубинного эпигенеза (метагенеза). Это область низкотемпературного (телетермального) рудообразования (поле *IV*).

По геологическим условиям метаморфогенного рудообразования отчетливо выделяются три подкласса месторождений — метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические. Под термином "метаморфогенные" мы понимаем весь класс месторождений, обязанный своим происхождением метаморфическим и ультраметаморфическим процессам. Этот термин имеет ранг "магматогенных" и "седиментогенных", т.е. месторождений, образованных вследствие этих геологических процессов.

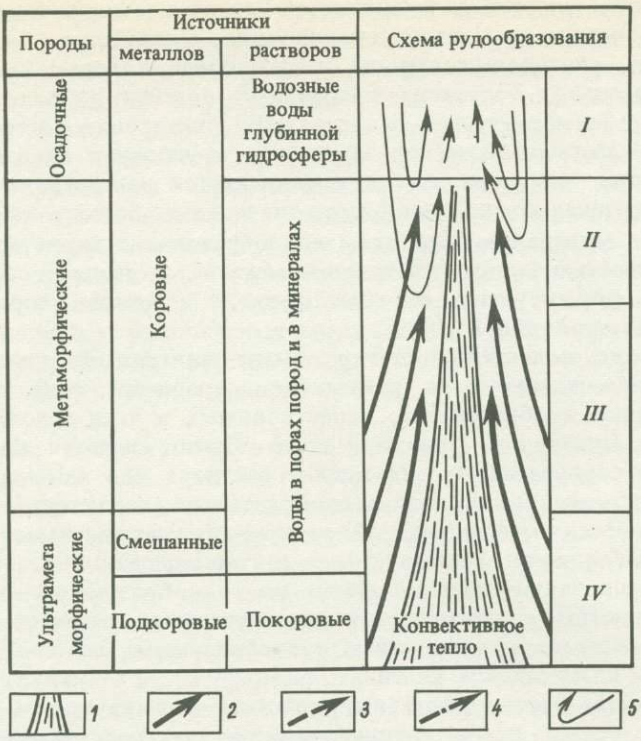



**Схема метаморфогенного рудообразования**

*1—5* — метаморфогенные рудообразующие системы: *1* — поток конвективного тепла Земли, *2* — подкоровые флюиды, *3* — ультраметаморфические флюиды и растворы, *4* — метаморфические растворы, *5* — вадозные растворы глубинной циркуляции; области рудообразования: *I* — зарождения рудообразующих систем, *II* — оптимального развития рудообразующих систем и начала рудообразования, *III* — оптимального метаморфогенного рудообразования, *IV* — телетермального рудообразования

**Метаморфизованные месторождения** образовались в два этапа: дометаморфический и метаморфический. На первом этапе в условиях седиментации, вулканизма или совместного их действия возникали рассеянные накопления металлов. Например, железо — в железисто-кремнистых, марганец — в карбонатно-марганцевых, медь — в углисто-кремнисто-медистых образованиях. На втором этапе произошла перекристаллизация металлсодержащих пород и приобретение ими необходимых технологических свойств. Сущность этого процесса состояла в собирательной кристаллизации рудных минералов. Практически без существенной концентрации металлы (кремнисто-железистые осадки) превращаются в железистый кварцит, марганецсодержащие глины — в псиломелановые руды и др.

Метаморфизованные месторождения образовались при метаморфической перекристаллизации первичных месторождений пород в условиях изохимического метаморфизма различных фаций без существенного привноса и выноса рудообразующих компонентов под влиянием температуры и давления, но без изменения вида полезного ископаемого и места его залегания. Подвижными при рудообразовании были $H_2O$ и $CO_2$. Парагенезисы минералов пород и руд относятся к одним метаморфическим фациям.

**Метаморфические месторождения** — это такие обособления (концентрации) рудного вещества при метаморфизме, которые ранее были рассеяны в первич-

ных породах. Они образовались при дифференциации рудогенных компонентов пород, подвергшихся метаморфизму. Дифференциация имела аллохимический характер. Рудное вещество метаморфизуемых пород в одних случаях перемещалось на небольшие расстояния в пределах развития одной фации метаморфизма (автохтонные), а в других — на значительные расстояния, за пределы метаморфизуемых пород (аллохтонные). Подвижными при рудообразовании были не только $H_2O$ и $CO_2$, но и рудообразующие компоненты. Процесс, приводящий к рудообразованию, состоял в перекристаллизации исходного материала, перемещении и концентрации рудного вещества в благоприятных структурно-литологических обстановках с образованием промышленных рудных месторождений.

**Ультраметаморфическими месторождениями** названы рудные скопления, образовавшиеся в областях ультраметаморфизма (гранитизации), где все первичные осадочные и вулканические породы превращены в мигматиты и граниты. Эти месторождения формировались под влиянием остаточных постгранитизационных рудоносных растворов, которые поднимались по тектоническим зонам протоактивизации. В частности, так сформировались рудоносные альбититы, карбонатиты, лиственити, пегматиты.

Гранитизация является ультраметаморфическим процессом частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород под влиянием флюидов, содержащих Si, Al, Na, K. В процессе гранитизации флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, освобождавшимися из первичных пород и не вошедшими в состав новых минералов и образующихся при этом мигматитов и гранитов. Таким образом, формирующиеся постгранитизационные растворы были обогащены рудными компонентами в зависимости от состава исходных гранитизируемых пород. При благоприятных условиях часть рудогенных элементов могла концентрироваться при кристаллизации гранитоидов в межзерновых пространствах и прототрещинах, образуя рудоносные граниты (палингенно-метасоматические).

Постгранитизационные флюиды (или при снижении температуры и давления — растворы), содержащие Fe, Mg, Ca, Na, K, $CO_2$, редкие и цветные металлы, поднимались в область расслоенных метаморфических пород, где они приводили к образованию рудоносных метасоматитов, пегматоидов и гидротермальных месторождений в пористо-трещинных зонах (постгранитизационные месторождения).

**Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования** определяются при изучении маточных растворов во включениях в рудных и безрудных минералах. Это дает возможность определить температуру, давление и состав рудообразующих растворов.

Температура рудообразования различных подклассов метаморфогенных месторождений колеблется в широких пределах — от 80—100 до 700—800°С (табл. 2). Наиболее высокотемпературными являются метаморфизованные месторождения амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и автохтонные метаморфические месторождения, образованные в прогрессивные стадии этих же высоких фаций метаморфизма. Низкие температуры образования характерны для метаморфизованных и метаморфических месторождений, связанных с низкотемпературными фациями метаморфизма, а также постгранитизационные месторождения.

Состав газово-жидких включений в рудных или парагенетически с ними связанных минералах свидетельствует о том, что рудоотложение происходило из горячих (термальных) газово-жидких растворов при температурах преимущественно от 100—120 до 360°С.

Давление при рудообразовании изучено еще недостаточно, и о нем судят либо по количеству углекислоты в газово-жидких включениях минералов,

*Таблица 2*

**Температуры образования (в °С) метаморфогенных месторождений**

| Подкласс метаморфогенных месторождений | Низкие | Средние | Высокие |
|---|---|---|---|
| Метаморфизованные | 100—120 до 450 | 400—450 до 650 | 600—800 |
| Метаморфические | | | |
| автохтонные | 300—400 | 500—600 | 650—750 |
| аллохтонные | 80—120 до 350 | — | — |
| Ультраметаморфические | | | |
| полигенно-метасоматические | — | 400—500 | — |
| постгранитизационные | 80—100—400 | — | — |

либо по метаморфическим фациям, в которых происходило минералообразование. Наибольшее давление существовало при образовании метаморфизованных автохтонных метаморфических месторождений — амфиболитовой и гранулитовой фаций, где оно составляло 6—8 кбар. Значительно меньшее давление характерно для аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических месторождений. Для последних известны многочисленные определения давлений, показавшие значения от 0,6—0,8 до 1,5—2,5 кбар. Во всех случаях метаморфогенные месторождения отличаются от плутоно-гидротермальных более высокими давлениями, свидетельствующими о больших глубинах рудообразования.

Источники рудного вещества при образовании метаморфогенных месторождений — породы земной коры и, вероятно, частично подкоровые флюиды Земли. Для метаморфизованных месторождений источниками рудного вещества были сами вмещающие породы, так как рудный процесс состоял в перекристаллизации рудного материала, вследствие чего порода приобретала новые технологические свойства и становилась рудой.

Метаморфические месторождения сохраняют геохимические особенности, характерные для пород, среди которых они залегают. Проведенное нами изучение изотопов кислорода и серы вмещающих пород и метаморфических руд показало четкое совпадение соотношений изотопов серы и кислорода минералов руд и вмещающих пород. Эти данные являются основанием для того, чтобы принимать породы земной коры в качестве источника рудного вещества метаморфических месторождений.

Для суждения об источниках вещества ультраметаморфических месторождений могут быть использованы следующие данные: а) рудоносные диафториты (альбититы, листвениты, березиты, карбонатиты и др.), приуроченные к разломно-складчатым структурам, протяженность которых превосходит толщину земной коры; б) рудоносные метасоматиты, образованные Na- и K-минералами; они располагаются среди пород амфиболитовой фации метаморфизма, в значительной степени гранитизированных и имеющих K/Na отношение от 1,5 до 2,0; в) соотношения изотопов кислорода ($^{16}O$ и $^{18}O$) в новообразованиях магнетита, встреченного среди щелочных метасоматитов, составляют от 10 до 16—$2^0/_{00}$, что значительно выше, чем в гидротермальных постмагматических водах (5—$7^0/_{00}$).

По этим данным можно судить о мобилизации рудного вещества из вмещающих пород и об участии метаморфических растворов в рудообразовании. Однако большая протяженность метасоматитов, однотипность парагенезисов минералов, развитых на больших расстояниях, и приуроченность метасоматитов к зонам

глубинных разломов дают основание предполагать участие подкоровых источников растворов и рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений.

**Главнейшие закономерности размещения метаморфогенных месторождений:** 1) подавляющее большинство метаморфических и метаморфизованных месторождений размещаются среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей степени амфиболитовой фации метаморфизма, значительно меньше их находится среди пород гранулитовой фации и в полях развития гранитоидов; 2) структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (преимущественно протерозойских) являются наиболее рудоносными, особенно для месторождений Fe, Mn, Pb и некоторых редких металлов; 3) ультраметаморфические месторождения (радиоактивных, редких и благородных металлов) размещены в пределах тектонометасоматических зон среди метаморфических и гранитизированных пород, подвергшихся альбитизации, лиственитизации, березитизации и другим изменениям.

### Литература


1. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
2. *Белевцев Я.Н.* Главнейшие принципы металлогении докембрия // Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980. С. 6—13.
3. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Домарев В.С., Кулиш Е.А.* Основы теории метаморфогенного рудообразования // Геол. журн. 1984. N 3. С. 1—42.
4. *Смирнов В.И.* Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
5. *Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
6. *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.


УДК 553.2:551.251

*Е.А. Кулиш*

## Эволюция метаморфогенного рудообразования в истории литосферы

Исследование эволюции эндогенного рудообразования в геологической истории литосферы дает возможность более глубокого познания особенностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, а также всестороннего анализа развития Земли в целом. Наиболее существенный вклад в это направление внесли В.И. Смирнов [9, 10], Т.В. Билибина, К.О. Кратц, Н.П. Лаверов и др. [1,6], В.С. Домарев [2], Д.В. Рундквист [8], Г.А. Твалчрелидзе [11], А.Д. Щеглов [12] и др. Разработки этих и многих других ученых в значительной мере базировались на изучении месторождений, связанных с магматизмом. Метаморфогенные месторождения в эволюционном аспекте рассматривались в меньшей мере Я.Н. Белевцевым, Т.В. Билибиной, В.С. Домаревым, В.И. Казанским, Е.А.Кулишом, Ю.М. Соколовым и др. [1—6].

Анализ эволюции метаморфогенного рудообразования в истории литосферы, развитие и углубление идей В.И. Смирнова [9, 10] в этом аспекте и в соотношении их с другими проблемами метамофрогенных месторождений [5, 6, 9 и др.] являются целью данной статьи.

Исследования эволюции породо-, минерало- и рудообразования в литосфере базируются исключительно на информации, полученной в приповерхностных зонах литосферы. Здесь вследствие многообразных разновозрастных и длительных геологических ситуаций неоднозначно и непропорционально обнажены

формационные комплексы различного возраста, состава, генезиса, уровня эрозионного среза и др. Почти во всех глобальных структурах литосферы (щитах, складчатых областях, срединных массивах и др.) имеется несколько возрастных структурных этажей с характерной для каждого этажа метаморфогенной минерализацией. Это обусловливает своеобразную этажность метаморфогенной минерализации и вносит свои коррективы в информацию об этом виде рудообразования. Существенные глубины литосферы, а тем более весь ее объем нам пока недоступны, а образования различных этапов развития литосферы обнажены в различной мере на дневной поверхности. Поэтому наши эволюционные построения в отношении метаморфогенного рудообразования и эндогенного рудообразования вообще основываются лишь на доступной, далеко не полной информации; они отражают лишь частные аспекты, а не истинное соотношение во времени явлений и объектов всей литосферы. Несмотря на фрагментарность фактического материала, его анализ позволяет с относительной достоверностью подметить некоторые общие тенденции развития метаморфогенного рудообразования во времени. При этом следует учитывать, что обнажающиеся глубоко метаморфизованные комплексы складчатых областей, щитов и других структур почти всегда имеют древний возраст, а их неметаморфизованные и слабо метаморфизованные аналоги срезаны эрозией. Выходящие на поверхность Земли слабо или неметаморфизованные менее древние толщи в глубинах литосферы, несомненно, подстилаются более метаморфизованными образованиями.

Метаморфогенное рудообразование есть процесс концентрации полезных компонентов (минералов, пород), геологические, морфологические и вещественные особенности которых обусловлены метаморфизмом (рудоформирующим) любого вида и степени, воздействующим на образования различного генетического, агрегатного и вещественного характера (породы, минералы, руды) и обусловливающим мобилизацию, миграцию, концентрацию и преобразование земного вещества, т.е. создания метаморфогенных месторождений и проявлений полезных ископаемых. Индивидуальные особенности метаморфогенных месторождений определенного типа при некоторых общих чертах их сходства обязаны многообразию и широким вариациям рудоформирующих факторов — источников рудного вещества, особенностей его мобилизации, переноса, преобразования, а также структурных, вещественных и физико-химических условий его локализации.

Значительная продолжительность и многоэтапность метаморфогенного рудообразования в конкретных структурно-формационных комплексах, формирование руд при определенных физико-химических условиях, возрастание с глубиной *P–T* параметров, химической активности земного вещества и метаморфических преобразований геологических объектов обусловили образование конкретных рудных концентраций на фиксированных вертикальных уровнях и привели к созданию своеобразной, вполне четкой металлогенической "колонны", определяющей по вертикали размещение определенных метаморфогенных рудных объектов. В колонне метаморфогенного рудообразования с глубиной возрастают *T*, *P* и химическая активность компонентов; снижается пестрота и контрастность физико-химических условий, вещественных ситуаций, видов метаморфизма и их интенсивности. Эта контрастность и пестрота наибольшие в зоне сопряжения экзо- и эндогенных факторов, т.е. в приповерхностных зонах литосферы.

Метаморфогенные проявления и месторождения с различной интенсивностью и существенным разнообразием вещественного состава, геотектонического положения и генезиса развиты в многочисленных метаморфических комплексах и формировались в широком диапазоне времени — от раннего архея до настоящего времени. В.И. Смирнов [9] указывает, что закономерная после-

довательность формирования генетических групп эндогенных рудных месторождений связана с 11 главнейшими этапами геологического развития литосферы, что обусловило выделение соответственно 11 металлогенических этапов. Мы пришли к убеждению, что особенности формирования метаморфогенных месторождений достаточно четко коррелируют с этими 11 этапами развития литосферы. В.И. Смирнов подчеркивает, что выделенные этапы и их возрастные рубежи по мере познания этих явлений будут детализироваться и конкретизироваться. Это особенно относится к докембрийскому развитию литосферы, где в течение 4 млрд лет имелось больше глобальных этапов, чем обобщено и выделено в настоящее время, а их возрастные рубежи по мере совершенствования геохронологических датировок будут уточняться.

**Гренландский этап** — (5,0—4,5)—(3,8—3,5) млрд лет — охватывает наиболее древний (послеаккреционный) период развития литосферы, геологические объекты которого, измененные последующими процессами, обнажены на Алданском, Украинском, Канадском, Бразильском и других щитах. Это глубоко метаморфизованные (гранулитовая фация) первично-осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные, достаточно дифференцированные образования. Преимущественно это слоистые (стратифицированные) пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые, биотитовые породы и подчиненные им толщи высокоглиноземистых и карбонатных пород, кварцитов и др. Они в различной степени подверглись ультраметаморфизму в основном плагиогранитного характера. Метаморфогенное рудообразование хотя и не очень продуктивно в смысле объемов, но относительно разнообразно. Это магнетитовые (иногда с гематитом) и магнетит-силикатные полосчатые кварциты (Алдан, Гренландия), эвлизиты, силлиманитовые, гранатовые, графитоносные, апатитоносные, пирит-халькопиритоносные и иные породы. На Алданском щите известны корундиты — метаморфизованные бокситы. Ультраметаморфогенные гранитоидные образования иногда обогащены монацитом.

**Кольский этап** — (3,8—3,3)—(2,9—2,6) млрд лет — характеризуется дифференцированностью геодинамических режимов подвижных (в том числе геосинклинальных) областей, особенностями и характером накопления дометаморфических образований, условиями метаморфизма (гранулитовая—амфиболитовая фация), ультраметаморфизма (реже натриевого, калиевого рядов); отмечаются и жесткие сооружения. Возникают гранито-гнейсовые купола, древние зеленокаменные пояса, зоны активизации, анортозитовые интрузивы и др. В настоящее время это значительная часть сооружений древних щитов и фундамента платформ. Метаморфогенные месторождения (метаморфические, метаморфизованные, ультраметаморфические и др.) разнообразны в генетическом и вещественном отношении: полосчатые железистые (магнетитовые, реже с гематитом и сульфидами) кварциты и силикатные породы, последние нередко массивные или слабо полосчатые; гондиты, кодуриты и марганцевые эвлизиты; колчеданные залежи; силлиманитовые, корундовые, дистеновые породы; сульфидоносные черные сланцы; мусковитовые и редкометальные (Ta, Nb, Li и др.) пегматиты, ортито- и монацитоносные ультраметаморфогенные гранитоиды. В зеленокаменных поясах Австралии, Канады и Бразилии известны золоторудные месторождения; метаморфизованные, первично-магматогенные медно-никелевые месторождения — в Австралии, Родезии, на Кольском полуострове и др.; ильменитовые и ильменит-апатитовые месторождения и проявления — на Алдане, в Гренландии, Индии, Африке и других регионах, первичные их концентрации нередко связаны с анортозитами.

**Беломорский этап** — (2,9—2,6)—(2,3—2,2 млрд лет). В геотектоническом отношении литосфера весьма дифференцирована — разнообразные геосинклинальные зоны, кратонные и внутрикратонные сооружения, прогибы, впадины, авлакогены, зеленокаменные пояса, зоны активизации и другие структуры.

Это обусловило формирование многообразных породных комплексов и их метаморфизм, преимущественно амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Метаморфогенное рудообразование проявлено интенсивно и разнообразно в генетическом и вещественном отношении. Это крупнейшие залежи железистых кварцитов, золото-, уран-золотоносных конгломератов, медистых песчаников, металлоносных сульфидсодержащих черных сланцев, песчаных и карбонатных толщ, обогащенных Cu, W, Mo, U, Au, Ag и др., а карбонатных — сульфидами цинка и свинца. Относительно широко развиты редкометальные полевошпатовые метасоматиты и метаморфогенные керамические (полевошпатовые) и мусковитовые пегматиты Карелии и др. В зеленокаменных толщах значительно распространены метаморфогенные месторождения золота и медно-никелевые руды, а в метаморфизованных магматических образованиях базальтового ряда — титаномагнетитовые, медно-никелевые и хромитовые.

**Карельский этап** — (2,3—2,2)—(1,8—1,7) млрд лет. Как и в предыдущем этапе, разнообразны геотектонические и литолого-фациальные обстановки, а также вещественный состав породных комплексов. Метаморфизм региональный (амфиболитовая—зеленосланцевая фация), ультраметаморфизм, контактовый и гидротермальный метаморфизм в широком диапазоне температур. Спектр метаморфогенных месторождений весьма широкий. Это основная масса джеспилитов (железистых кварцитов), апатит-магнетитовые, марганцевые, колчеданные и сульфидно-полиметаллические руды, медистые песчаники (Удокан и др.), ураноносные конгломераты (Элиот Лейк, Канада), медно-никелевые руды (Канада, Кольский полуостров), золото в черносланцевых толщах (Хоумстейк, Прибайкалье и др.), высокоглиноземистые, фосфатоносные, рутилоносные породы, метаморфизованные бокситы; ультраметаморфогенные мусковитовые, мусковит-редкометальные, редкометальные пегматиты (Прибайкалье, Балтика и др.), железорудные, флогопито- и бороносные скарны (Алданский, Сино-Корейский и другие щиты), вольфрамовые, оловянные скарны (Карелия, Становой хребет и др.), линейные зоны редкометальных щелочных (полевошпатовых) метасоматитов с U, Ta, Nb, Be и др. (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская и другие платформы и их щиты).

**Готский этап** — 1,8—1,5 млрд лет. Метаморфические комплексы этого этапа обнажены ограниченно, что обусловило относительную скудность метаморфогенного рудообразования. Вместе с тем в этих комплексах известны метаморфогенные концентрации меди, кобальта, урана; свинцово-цинковые стратиформные месторождения в терригенных толщах Африки (Катанга), Сибири, Канады и др.; урановые руды Австралии (Джабилука, Ранжер и др.), которые возникли за счет разрушающихся ураноносных гранитов и переотложения рудного вещества совместно с органогенным материалом во впадинах; железо-кремнистые высокоглиноземистые, марганценосные и другие рудоносные породы на щитах и в докембрийских складчатых областях.

**Гренвильский этап** — 1,5—1,0 млрд лет. По степени геотектонической активности и обнаженности комплексов этот этап несколько выше предыдущего, однако они также сравнительно мало выражены. Метаморфогенная минерализация относительно скромна. В частности, это колчеданно-полиметаллические месторождения Канады (Сулливан и др.), Сибири и других докембрийских сооружений, глиноземистые, железорудные, марганцеворудные образования. С гранитизацией сопряжены редкометальные пегматиты и метасоматиты.

**Байкальский этап** — 1,0—0,65 млрд лет. Характеризуется активной тектонической деятельностью, обусловленной сложным взаимодействием дифференцированных геосинклинальных, кратонных и орогенных структур. Многообразны магматические и метаморфические условия, а также литологический состав пород. Здесь отмечены рудоформирующие типы метаморфизма всех ступеней

и фаций. Столь же разнообразны и метаморфогенные месторождения. К ним относятся полосчатые железистые и железо-марганцевые кварциты, марганцево-карбонатные и сидеритовые породы, магнезиты и графиты Дальнего Востока, метаморфизованные фосфориты, колчеданные и свинцово-цинковые месторождения Сибири и Северной Америки, титаномагнетитовые руды Балтики, Канады и Урала; стратиформные месторождения золота и вольфрама в черносланцевых, терригенных и карбонатных толщах; редкометальные метаморфогенные грейзены с Li, Nb, Ta, W, Sn, Be и др. в комплексах Сибири, Дальнего Востока, Африки, Индии, Австралии и др.

**Каледонский этап** — 0,65—0,4 млрд лет — выражен в палеозойских подвижных областях, а в жестких структурах докембрия — тектоно-магматическая активизация. Получают развитие орогенные стадии становления геосинклинальных областей со свойственными им эндогенными режимами. Проявления метаморфизма весьма многообразны и пестры. По сравнению с предыдущими этапами существенно возросла рудоформирующая роль контактового метаморфизма, часто сопровождаемого активным и разнообразным в минеральном отношении метасоматозом. Метаморфогенное рудообразование этого периода имеет в общем среднетемпературный характер. К метаморфогенным относятся широко распространенные колчеданно-полиметаллические месторождения Балтики, Испании, Дальнего Востока, Сибири, Австралии; высокоглиноземистые, железорудные, марганцеворудные, фосфатоносные и иные породы; стратиформные месторождения золота, вольфрама и других металлов в специфических осадочных толщах; залежи родонита, корунда и др.; железорудные скарны Сибири и других регионов. Известны метаморфогенные редкометальные альбититы, грейзены Сибири, Балтики и др. Метаморфогенная минерализация каледонского этапа в целом "беднее" докембрийских и более молодых этапов, однако здесь достаточно значимы концентрации Fe, Co, Ni, Au, Cu, Pb, Zn, V, Ta, Nb, U, Sr, Zr, B и др.

**Герцинский этап** — 0,4—0,25 млрд лет. Комплексы этого этапа наиболее проявлены в палеозойских сооружениях Урала, Казахстана, Средней Азии, Сибири, Дальнего Востока, Западной Европы и др. Характерно сочетание разноинтенсивных эндогенных геодинамических режимов—геосинклинальных, орогенных этапов и этапов тектоно-магматической активизации жестких сооружений. Широко и многообразно представлены рудные образования среднетемпературного регионального, контактового, гидротермального метаморфизма. Это прежде всего колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические (Cu, Pb, Zn и др.) месторождения, исходные рудные концентрации которых имеют в основном вулканогенно-осадочную природу. Достаточно представительны рудоносные альбититы, грейзены, скарны, гидротермальные зоны метаморфогенной природы, не имеющие отчетливой генетической связи с магматизмом. Они несут концентрации олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, ртути и других цветных и редких металлов, барита, флюорита, горного хрусталя и др. Кроме того, здесь развиты метаморфогенные концентрации Mo, U, Ni, Ti, Li, Be, Hg и др. Для этого и последующих этапов характерно проявление глаукофанового метаморфизма, обусловившего формирование пород и руд с высокобарическими минеральными ассоциациями (голубые сланцы, эклогиты, рутиловые породы). Это явилось следствием активной плитной тектоники в палеозое—кайнозое.

**Киммерийский этап** — 0,25—0,1 млрд лет — представлен эндогенными образованиями в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах. Метаморфогенные месторождения и проявления разнообразны — это слабо метаморфизованные залежи вулканогенно-осадочной и осадочной природы; многообразные метасоматические зоны орогенных и активизированных структур, непосредственно не связанные с магматизмом и несущие цветные, благород-

ные, радиоактивные и редкие металлы; контактово-метаморфические образования и др. В вещественном отношении метаморфогенная продуктивность этапа представлена Sn, W, Pb, Zn, Sb, Fe, Mn, Au, Cu, Sr, Cd, Ba, Mo, Ag, Be и др.

**Альпийский этап** — менее 0,1 млрд лет. В складчатых, орогенных областях и зонах тектоно-магматической активизации жестких сооружений метаморфогенное рудообразование обусловило создание широкой гаммы регионально- и гидротермально-метаморфических месторождений цветных, благородных и редких металлов, барита, флюорита в зонах повышенной проницаемости. Весьма распространены контактово-метаморфогенные металлические и неметаллические месторождения и проявления в ореолах воздействия гранитных и иных интрузивов. В вулканогенных поясах, характерных для этого этапа вследствие интенсивного поствулканического гидротермального метаморфизма, образуются залежи алунитов, диаспоритов, вторичных кварцитов, нередко несущих существенные концентрации золота, серебра, олова. Кроме отмеченных полезных ископаемых, здесь развиты метаморфогенные объекты Mo, Cu, Hg, Au, Ag, Mn, Sr, Ba, Sb, As, Sn, V, Cd, Bi, Pb, Zn, F, W, B и др.

Многообразие метаморфогенного рудообразования в фанерозое (каледонский—альпийский этапы) продемонстрировано на соответствующем совещании в Ужгороде [7].

Особенности развития метаморфогенных месторождений в последовательной цепи геотектонических этапов развития литосферы, а соответственно и во времени позволяют сделать определенные выводы.

В.И. Смирнов [10] обоснованно связывает формирование эндогенного рудообразования с геотектоническими этапами развития литосферы, а не с подразделениями геохронологической шкалы. Он указывает, что этапам геотектонического развития земной коры соответствуют и конкретные металлогенические этапы. Породо-, минерало- и рудообразование представляет одно из составных звеньев всего многообразия геологических процессов, а не является функцией времени. Так, преимущественное формирование значительных масс зеленокаменных толщ в верхнем архее, анортозитов и железо-кремнистых пород в архее—протерозое, стратиформных залежей цветных и благородных металлов в протерозое, траппов в палеозое, красноцветов в перми, лёссов в неогене и др. является производным вполне конкретных геологических условий, преобладающих в эти периоды истории Земли и благоприятных для формирования определенных типов пород. Такие геологические условия создавались до и после доминирующего развития определенных пород, но их интенсивность и распространенность были незначительны, и поэтому развитие этих образований в другие периоды — локальное, подавленное. Например, полосчатые железистые кварциты известны в самых древних комплексах (Гренландия, Алдан и др.), максимум их накопления приходится на поздний архей—ранний протерозой, они также значительно проявлены в рифее—кембрии (Буреинский, Ханкайский массивы и др.), отмечаются в палеозое (Дальний Восток, Сибирь). На Украинском щите в докембрии фиксируется четыре возрастных уровня накопления железо-кремнистых полосчатых образований. Факт бесспорный, что конкретные виды метаморфогенных полезных ископаемых неравномерно распределены во времени; отмечаются один или несколько максимумов и соответствующие минимумы их накопления и затухания (но не исчезновения), последовательная смена одних генетических или минеральных типов месторождений другими, что обусловлено различными геологическими процессами в эволюции литосферы.

Эволюция метаморфогенного рудообразования четко контролируется геодинамическими, физико-химическими, вещественными и многими другими особен-

ностями развития во времени и пространстве метаморфизма, связанного с определенными геологическими обстановками и формационными комплексами. Метаморфогенное рудообразование в числе других факторов обеспечивается прежде всего поступательно-возрастным проявлением метаморфизма: вначале возрастают $T$ и $P$ – прогрессивный этап (метаморфизованные месторождения), затем регрессивный этап при снижении $T$ и $P$, когда создаются многие метаморфические месторождения. В каждом геотектоническом цикле проявления метаморфизма тоже цикличны со значительным многообразием в этом отношении. Наиболее общий случай представлен рядом метаморфических преобразований: начальные региональные, контактовые; региональные высоких степеней; ультраметаморфические; дислокационные, диафторитовые, гидротермальные. Естественно, какое-то звено проявлено в большей, какое-то в меньшей степени, что-то выпадает, что-то добавляется, но каждый случай индивидуален. В силу этого практически все метаморфогенные месторождения полигенны, в том числе и полиметаморфогенные, с весьма разнообразными источниками рудного вещества.

В вещественном отношении эволюция метаморфогенного рудообразования в значительной мере контролируется породным, минеральным, химическим составом и исходной металлогенической специализацией метаморфизуемых комплексов, т.е. имеется явная унаследованность вещества преобразуемых и создаваемых объектов. Направленная эволюция вещественного состава вообще дометаморфических объектов литосферы определенным образом отражается и на эволюции метаморфогенного рудообразования, которое "наследует" особенности эволюции предшествующего литогенного, гипергенного и магматогенного породо- и рудообразования. Не останавливаясь на унаследованности метаморфизованными месторождениями осадочных и гипергенных концентраций полезных компонентов, можно подчеркнуть, что базальтоидный (мантийный) источник рудного вещества констатируется в ряде метаморфогенных месторождений титаномагнетитов, хромитов, колчеданов, а гранитоидная (коровая) природа рудных компонентов — во многих метаморфогенных пегматитах, грейзенах, альбититах, скарнах, гидротермальных зонах и др.

Метаморфогенное рудообразование в конкретных типах глобальных геотектонических структур литосферы (щиты, срединные массивы, фундаменты платформ, зеленокаменные пояса, гранито-гнейсовые купола, складчатые области, области тектоно-магматической активизации, зоны разломов, зоны смятия, околоинтрузивные зоны) имеет свои индивидуальные черты как в конкретных объектах, так и в эволюции метаморфогенного рудообразования в однотипных структурах [1—6].

В.И. Смирнов [10] пришел к заключению, что генетические группы эндогенных рудных месторождений в соответствии с устойчивым характером магматизма в истории земной коры не испытывали изменений: с ранних до последних этапов геологической истории они были поразительно выдержаны; во все времена развития земной коры возникавшие группы и классы эндогенных месторождений не исчезали и не заменялись новыми. Он указывает, что интенсивность проявленности определенных генетических групп месторождений в то или иное время различна. Это в полной мере относится и к метаморфогенным месторождениям. На всех этапах развития литосферы — от раннего архея и доныне — в земной коре на различных ее глубинах, при варьирующих значениях $P$–$T$ условий, в разнообразных геотектонических, петрологических и вещественных обстановках формируются метаморфогенные месторождения — продукты ультраметаморфизма, регионального, контактового, гидротермального и иного рудоформирующего метаморфизма всех степеней и фаций. Однако в различные периоды одни из них были доминирующими, другие — подавленными. Месторождения ранних стадий метаморфизма в зна-

чительной мере "стерты" более поздними активными метаморфическими преобразованиями. Значительная часть преимущественно докембрийских месторождений (ранних стадий, низкотемпературных) была срезана эрозией, значительное число месторождений (поздних стадий, высокотемпературных) скрыто от нас в глубинах литосферы (преимущественно фанерозойских).

В каждый конкретный отрезок времени образовались такие метаморфогенные месторождения, которые генетически сопряжены с определенным, широко проявленным и интенсивным рудоформирующим метаморфизмом в геологических комплексах, обладающих достаточным металлогеническим потенциалом. Интенсивность и масштабность метаморфогенного рудообразования есть производное интенсивного и масштабного рудоформирующего метаморфизма в благоприятных условиях. "Ведущая" (доминирующая) метаморфогенная минерализация всегда сопровождается другими синхронными генетическими и минеральными типами метаморфогенных месторождений, но развитыми в меньшей мере или вообще незначительно. Кроме того, она ассоциирует и с метаморфогенными образованиями предшествующих этапов (если они не "стерты" главным рудоформирующим метаморфизмом), а также с метаморфогенной минерализацией, обусловленной последующими (наложенными) процессами метаморфизма. Сочетание разновременных и разнородных процессов преобразования вещества в различных геологических условиях привело к тому, что значительная часть метаморфических месторождений является полихронными и полигенными.

Метаморфогенные месторождения по распространенности и разнообразию генетических и минеральных типов получили наибольшее развитие в протерозое. В архее—фанерозое четко фиксируется определенная направленность в метаморфогенном рудообразовании — интенсивность и масштабность метаморфических процессов в целом несколько снижается, а следовательно, уменьшается и значимость метаморфогенного рудообразования. Широко распространенные в докембрии высокотемпературные средней и большой глубинности регионально-метаморфические и ультраметаморфические месторождения постепенно уступают место низкотемпературным средней и малой глубинности регионально-, гидротермально- и контактово-метаморфическим месторождениям. Повсеместно развитый в нижнедокембрийских комплексах однообразный глубокий региональный метаморфизм со временем сменяется в молодых толщах зональным, поясовым и, наконец, пятнистым, локальным. В фанерозое как следствие активного проявления плитной тектоники образуются метаморфогенные месторождения с высокобарическими минеральными ассоциациями (эклогитовые и др.).

Стратиформные месторождения черных, цветных, благородных и редких металлов, появившиеся в раннем архее, наиболее развиты в протерозое—рифее, а в фанерозое их значимость снижается и заметнее проявляются метаморфогенные метасоматические и жильные месторождения. Например, широко развитые в нижнем докембрии стратиформные месторождения вольфрама, свинца, цинка в фанерозое сменяются вначале рудоносными грейзенами и скарнами, а затем гидротермально-метасоматическими зонами с сульфидной и кварцевой минерализацией. С раннего архея масштабность и разнообразие метаморфогенных пегматитов (слюдоносных, редкометальных, керамических и др.) постепенно возрастают, достигая максимума в протерозое, а в фанерозое постепенно снижаются до минимального уровня. Железорудные и магнезиальные скарны наиболее распространены в архейских ультраметаморфических комплексах.

В архее—фанерозое в общем отмечается некоторая направленность в преимущественном метаморфогенном рудообразовании тех или иных элементов: вначале сидерофильных (Fe, Mn, Cr, Ti, Ni, Co и др.), затем халькофильных (Cu, Pb, Zn и др.) и далее литофильных (Sn, W, Mo, Be и др.). Увели-

чение во времени роли литофильных элементов преимущественно корового, сиалического происхождения и сравнительное снижение распространенности концентраций сидеро- и халькофильных элементов, значительная часть которых имеет изначально мантийное происхождение и сопряжена с мафитовыми комплексами, объясняется увеличением мощности сиалической (континентальной) коры, а также тем, что более молодые комплексы представляют верхние этапы этой коры, а более древние — более глубокие и обнаженность их различная.

Фанерозойские метаморфогенные месторождения в отличие от раннедокембрийских становятся все более сложными, дифференцированными, контрастными, полигенными, число их разновидностей увеличивается, руды становятся более комплексными и образуются во все большем числе типов геологических структур. Глубинные месторождения заменяются близповерхностными, высокотемпературные — низкотемпературными и т.д. Несомненно, все это четко коррелирует с общим усложнением строения литосферы.

Таким образом, метаморфогенное рудообразование каждого из крупных геотектонических этапов развития литосферы является значимым звеном в общей цепи эволюции метаморфогенного рудообразования, которое имеет свою направленность и особенности во всей системе эндогенного рудообразования Земли. Главной тенденцией метаморфогенного рудообразования является его сопряженность с направленным, необратимым и циклическим развитием литосферы, с ростом ее объема, распространенности и сиаличности, а также усилением гетерогенности геотектонических, литологических, магматических процессов.

### Литература


1. *Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П.* и др. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи // Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. С. 3—29.
2. *Домарев В.С.* Формации рудных месторождений в истории земной коры. Л.: Недра, 1984. 168 с.
3. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.
4. *Кулиш Е.А.* Эволюция метаморфогенного рудообразования в докембрии Дальнего Востока // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1988. С. 15—21.
5. Метаморфогенное рудообразование в докембрии: Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений / Я.Н. Белевцев, В.А. Буряк, Е.А. Кулиш и др. Киев: Наук. думка, 1986. 188 с.
6. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. 340 с.
7. Пятое совещание по проблеме "Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя": Тез. докл. Львов, 1986. Ч. 1. 272 с.
8. *Рундквист Д.В.* Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1969. Т. 5. С. 303—331.
9. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
10. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. N 4. С. 3—20.
11. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 160 с.
12. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 296 с.

УДК 553.061.12:622.243

*В.И. Казанский*

# Задачи и первые результаты глубокого бурения в рудных районах

В.И. Смирнов [18] придавал важное значение глубине формирования рудных месторождений. На основе фациальных признаков он выделил четыре глубинные зоны эндогенного рудообразования: приповерхностную (от 0 до 1—1,5 км), гипабиссальную (от 1—1,5 до 3—5 км), абиссальную (от 3—5 до 10—15 км), ультраабиссальную (ниже 10—15 км) и показал, что разные генетические типы месторождений закономерно располагаются по этим зонам. Кроме того, он подразделил эндогенные месторождения в зависимости от глубины формирования и рудоконтролирующих барьеров на две группы. К первой группе им отнесены базальтоидные магматические месторождения, которые могут распространяться от подкоровых глубин до земной поверхности, ко второй — газо-гидротермальные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом и дегазацией мантии, вертикальный диапазон которых определяется петрологическими, геотермическими и структурными барьерами [7].

Вместе с тем В.И. Смирнов подчеркивал необходимость получения прямых данных о поведении рудных месторождений на глубине. В 1968 г. он был председателем Межведомственной комиссии, которая выбрала точку заложения Кольской сверхглубокой скважины. Согласно первоначальному варианту скважину предполагалось забурить в архейских гнейсах, чтобы как можно скорее достичь "базальтового" слоя земной коры. Однако после осмотра обнажений и трехдневных дискуссий комиссия предпочла другой вариант, который должен был решить и практическую задачу по определению перспектив нижних горизонтов Печенгского рудного поля в отношении сульфидных медно-никелевых руд.

Результаты проходки Кольской сверхглубокой скважины во многом определили содержание комплексной программы изучения земных недр Советского Союза, рассчитанной до 1990 г. В рамках этой программы было начато бурение сверхглубоких и глубоких скважин в Криворожском бассейне, на Среднем Урале, в Мурунтау, намечена проходка скважин в Норильском и некоторых других районах. В 70-х годах были опубликованы программы бурения на территории США. В них также предусмотрено изучение рудных месторождений. В середине 80-х годов появилась программа глубокого бурения в ФРГ. Она направлена на исследование Богемского массива — главной металлогенической провинции Центральной Европы. Интерес к глубокому бурению в рудных районах проявляется и в других странах.

Однако прежде чем рассматривать его задачи и первые результаты, заметим, что принятое в Советском Союзе деление скважин на глубокие и сверхглубокие является условным. К глубоким относят скважины до 7 км, к сверхглубоким — более 7 км. В США и некоторых других странах используют термин "континентальное научное бурение" независимо от глубины, которой достигла та или иная скважина. Поэтому в дальнейшем мы будем к названию глубокие присоединять и сверхглубокие скважины в рудных районах, тем более что на сегодня лишь одна из них — Кольская — превзошла отметку 7000 м.

## Задачи глубокого бурения

Идея об изучении континентальной земной коры с помощью сверхглубокого бурения на территории Советского Союза возникла в конце 50-х—начале 60-х годов. Н.И. Хитаров [19, с. 134] сформулировал его главную задачу как "возможность получить непосредственно с больших глубин фактический материал, крайне необходимый для познания эндогенных процессов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых". Исследования Кольской скважины до рекордной отметки 12 км доказали, что не только верхние, но и более глубокие зоны континентальной земной коры содержат разнообразную рудную минерализацию [14]. Результаты бурения стимулировали интерес к изучению глубинного строения эндогенных рудных районов, полей и месторождений и позволили конкретизировать задачи работ в этой области [6]. К ним относятся: определение геологической позиции рудных районов в металлогенических провинциях в зависимости от глубинного строения земной коры; изучение разрезов коры на 5—7 км от поверхности в типовых рудных районах с помощью геолого-геофизических наблюдений и буровых скважин; изучение вертикального диапазона эндогенного рудообразования и факторов, его определяющих; количественная характеристика вертикальной, структурной и рудной зональности в различных геологических условиях; разработка пространственных моделей типовых рудных районов с учетом их полихронности и размещения различных по генезису месторождений в разных ярусах.

В комплексной программе изучения глубинного строения земных недр Советского Союза предусмотрено бурение сверхглубоких и глубоких скважин в разных типах металлогенических провинций и рудных районов [12]. Поэтому скважины наряду с общими должны решать и более конкретные задачи. Бурение Уральской сверхглубокой скважины в Тагильском мегасинклинории имеет целью изучение наиболее полного эвгеосинклинального разреза, продуктивного на медь, свинец, цинк, железо и вскрытие его кристаллического фундамента с железистыми кварцитами и графитовыми залежами, что важно для реконструкции палеозойских рудообразующих систем. Криворожская скважина должна пересечь всю железорудную серию нижнего протерозоя, уточнить существующие представления о рудоносности разных ее свит, а также определить закономерности распространения на глубину богатых железных руд. В Норильском районе планировалось выяснить природу региональной магнитной аномалии, механизм образования расслоенных интрузий, разработать дополнительные критерии обнаружения сульфидных медно-никелевых месторождений. В Мурунтауском районе намечено установить положение продуктивной черносланцевой толщи в стратиграфическом разрезе, изучить предполагаемый на глубине гранитный массив и вертикальную зональность метаморфизма для выяснения закономерностей локализации золотого оруденения и открытия новых слепых минерализованных залежей.

В разные годы в США опубликованы три программы континентального научного бурения. Исследования рудных месторождений наиболее подробно рассмотрены в программе, подготовленной Геодинамическим комитетом США [21]. Главная цель этих исследований определена как "лучшее понимание геохимических условий, приводящих к образованию минеральных месторождений". Авторы программы полагают, что глубокое бурение позволит ответить на фундаментальный вопрос о том, приурочены ли определенные типы месторождений к определенным типам структур или же рудообразующие процессы не зависят от последних. Приоритетное место в программе отведено изучению гидротермальных рудообразующих систем для установления изменения с глубиной проницаемости горных пород, околорудных изменений и рудной минерализации, физических и химических свойств флюидов, их источников и направ-

ления движения. В качестве первоочередных объектов названы современная геотермальная система Солтон Си и ее возможные более древние аналоги: золото-серебряные жилы района Тонопа в Неваде и штокверковые медные руды Санта Рита в Нью-Мексико, которые соответствуют различным вертикальным уровням меднопорфировой системы, а также район Бьютт в Монтане, где ниже полиметаллических жил предполагается штокверковое месторождение молибдена.

А.И. Кривцов, В.И. Воробьев [16] также считают изучение рудообразующих систем основной задачей глубокого бурения. Наиболее значительные концентрации рудного вещества они связывают с собственно плутоногенными, гидротермальными рециклинговыми, седиментогенно-гидрогенными, метаморфогенно-регенерационными системами и для каждого типа формулируют более конкретные цели. Так, например, исследования глубинных частей метаморфогенно-регенерационных систем имеют важное прикладное значение — выявление стратиформных золоторудных залежей по жильным телам, известным на более высоких уровнях.

Программа глубокого бурения ФРГ ориентирована прежде всего на изучение современного состояния континентальной коры и проверку плейттектонической модели строения Богемского массива [20]. Процессы рудообразования в ней рассматриваются как часть более общей проблемы миграции флюидов в земной коре. Установлено, что в районе Оберпфальца, где выбрано место для сверхглубокой скважины, метаморфизм сопровождался накоплением в кварцевых жилах золота, вольфрама, свинца, цинка, меди, варисские магматогенные гидротермальные системы концентрируют олово, вольфрам, уран, а постгерцинские — обогащены фтором, барием, мышьяком, ртутью. Предполагается, что бурение покажет, как ведут себя эти системы на глубине.

Таким образом, с глубоким бурением в рудных районах связывается решение многих теоретических вопросов в учении о полезных ископаемых. Однако проходка исследовательских скважин сопряжена со значительными затратами и техническими трудностями и представляет собой долговременное мероприятие. Сейчас можно говорить лишь о первых результатах научного бурения. Они касаются проверки моделей глубинного строения континентальной земной коры и характеристики эндогенных рудообразующих процессов, которые в ней происходили и происходят.

## Глубинные модели рудных районов

Как известно, проходка Кольской сверхглубокой скв. СГ-3 не подтвердила модели строения древней континентальной земной коры, которая базировалась на данных наземных геологических и геофизических съемок северо-восточной части Балтийского щита [14]. По материалам глубинного сейсмического зондирования, которое было выполнено в 1958—1962 гг. по профилю Баренцево море—Печенга—Ловно, было высказано предположение о том, что под центральной и северо-восточной частями Печенгской структуры верхняя граница "базальтового" или "гранулит-базальтового" слоя находится на наименьшей для Кольского полуострова глубине. Устье скважины было выбрано на северо-восточном крыле структуры с таким расчетом, чтобы на отметке 4,7 км пересечь контакт протерозойских вулканитов с архейскими гнейсами кольской серии, в интервале 7,5—8,5 км вскрыть поверхность Конрада и проникнуть внутрь "базальтового" слоя. Фактический разрез по скв. СГ-3 отличается от проектного, особенно в нижней части. Контакт протерозойского комплекса был встречен на отметке 6840 м и вплоть до 12066 м скважина была пройдена по гранитогнейсам кольской серии, содержащим прослои амфиболитов и метаультрабазитов (рис. 1).

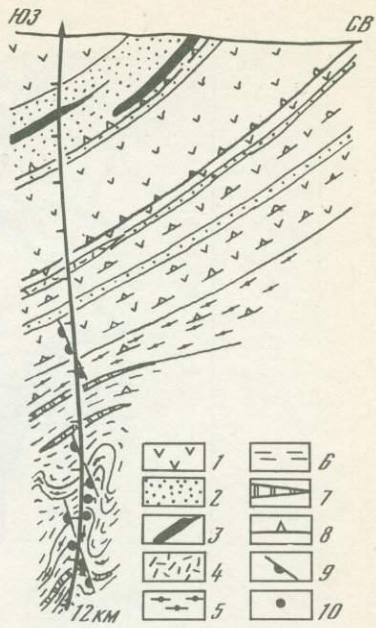



*Рис. 1.* **Схематический геологический разрез по Кольской сверхглубокой скважине**

*1—4* — протерозойский печенгский комплекс: *1* — основные вулканиты, *2* — туфогенно-осадочные породы, *3* — никеленосные ультрабазиты, *4* — андезитовые порфириты; *5—7* — архейская кольская серия: *5* — гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, *6* — биотит-амфиболовые гнейсы, *7* — амфиболиты; *8* — рассланцованные породы; *9* — зоны регрессивного метаморфизма с гидротермальной сульфидной минерализацией; *10* — проявления золоторудной минерализации

До начала бурения формирование Печенгской структуры связывалось с развитием карельской геосинклинали и она рассматривалась как асимметричная синклиналь или грабен-синклиналь. По материалам сверхглубокого бурения и дополнительных исследований поверхности была предложена новая модель глубинного строения Печенгского района.

Согласно этой модели, образование печенгского осадочно-вулканогенного комплекса обусловлено возникновением внутриконтинентального рифта, протоактивизацией раннедокембрийских сооружений Балтийского щита. Протерозойские осадочно-вулканогенные толщи, несомненно, отлагались на жестком консолидированном основании, о чем свидетельствует наличие метаморфизованных кор выветривания в основании печенгского комплекса. Растяжение земной коры сопровождалось постепенным превращением внутриконтинентальной депрессии в мелководный морской бассейн и появлением все более контрастных и дифференцированных серий. Специфика Печенгской структуры заключается в том, что протерозойский осадочно-вулканогенный комплекс возник в относительно стабильных условиях, а затем подвергся интенсивным взбросо-надвиговым перемещениям и прогрессивному зональному метаморфизму в диапазоне от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации, которые оказали мощное воздействие и на более древние породы основания [5].

Что касается поверхности Конрада, то она не получила однозначного истолкования. Тем не менее были исключены несколько альтернативных вариантов. На основании петрологического и петрофизического изучения керна доказано, что в разрезе скв. СГ-3 поверхность Конрада не может быть объяснена ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации пород, ни субгоризонтальными тектоническими зонами.

Криворожский железорудный бассейн, где расположена одноименная сверхглубокая скважина, принадлежит к числу наиболее изученных рудных районов Советского Союза [1]. Он вскрыт многочисленными шахтами до глубины 800—1000 м и десятками буровых скважин до 2500—3000 м. Криворожская серия считалась стратотипической для нижнего протерозоя и снизу вверх была разделена на пять свит: новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую, гданцевскую и глееватскую. Согласно наиболее распространенной точке зрения, Криворожский бассейн рассматривался как сложный синклинорий с сорванным по разлому западным крылом.

В 1982—1983 гг. в районе заложения Криворожской скважины были проведены дополнительные геологические и геофизические исследования [2]. Совместный анализ результатов крупномасштабных гравиметрических, магнитных и геологических съемок, данных сейсморазведки и бурения привел к выводу, что

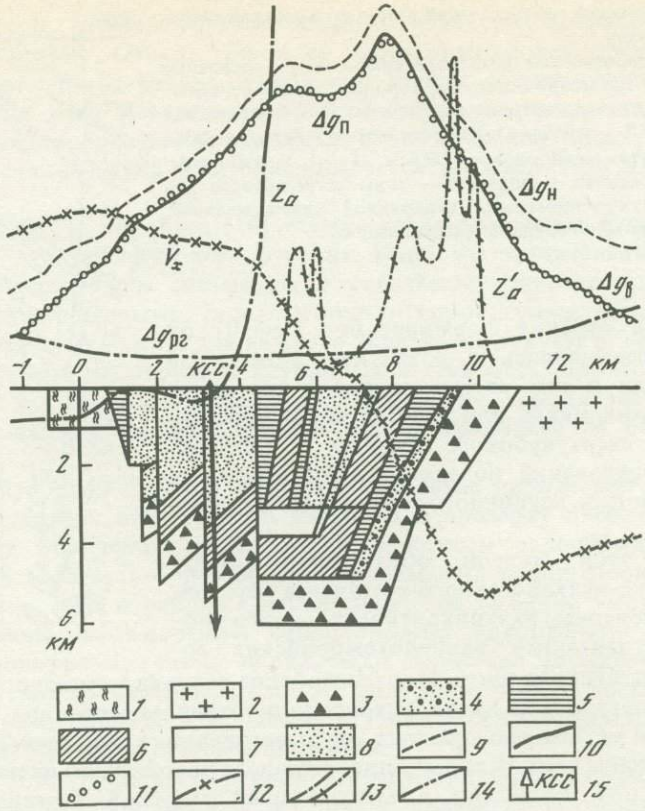



*Рис. 2.* **Геолого-геофизический разрез модели Криворожской структуры по широтному профилю 14 [2]**

*1* — мигматиты с многочисленными включениями пород криворожской серии; *2* — граниты; *3* — породы новокриворожской свиты; *4* — породы скелеватской свиты; *5* — сланцевые породы саксаганской свиты; *6* — железистые породы саксаганской свиты; *7* — нерасчлененные по геофизическим данным толщи пород саксаганской, гданцевской и глееватской свит; *8* — породы гданцевской и глееватской свит; *9* — остаточное наблюденное поле ($\Delta g_н$); *10* — выделенная аномалия $\Delta g_в$; *11* — подобранная аномалия ($\Delta g_п$); *12* — аномалия поля $V_x$; *13* — поле $Z_a$ (при разном вертикальном масштабе); *14* — влияние соседних массивов (региональное поле) $\Delta g_{рг}$; *15* — проекция Криворожской сверхглубокой скважины

синклиналь распространяется на глубину около 6 км и рассечена продольными разломами на серию тектонических блоков (рис. 2). Согласно уточненному варианту проекта, скважина должна была вскрыть полный разрез нижнепротерозойской серии и на глубине 9—10 км войти в архейские породы фундамента.

Однако Криворожская скважина пересекла железорудную серию на отметке 2350 м и вплоть до 3553 м прошла по архейским гранитам. В связи с этим были пересмотрены результаты ранее проведенных наземных гравимагнитных и сейсморазведочных работ, выполнены новые исследования методом вертикального профилирования и общей глубинной точки и предложена новая модель глубинного строения центральной части Криворожского бассейна (рис. 3). Л.С. Галецкий и др. [4] полагают, что вскрытый скважиной разрез отвечает не криворожской серии, а отложениям Дальне-Западных и Западно-Анновских полос, Правобережных магнитных аномалий, которые долгое время не находили четкого стратиграфического и структурного объяснения. Радиогенный изохронный воз-

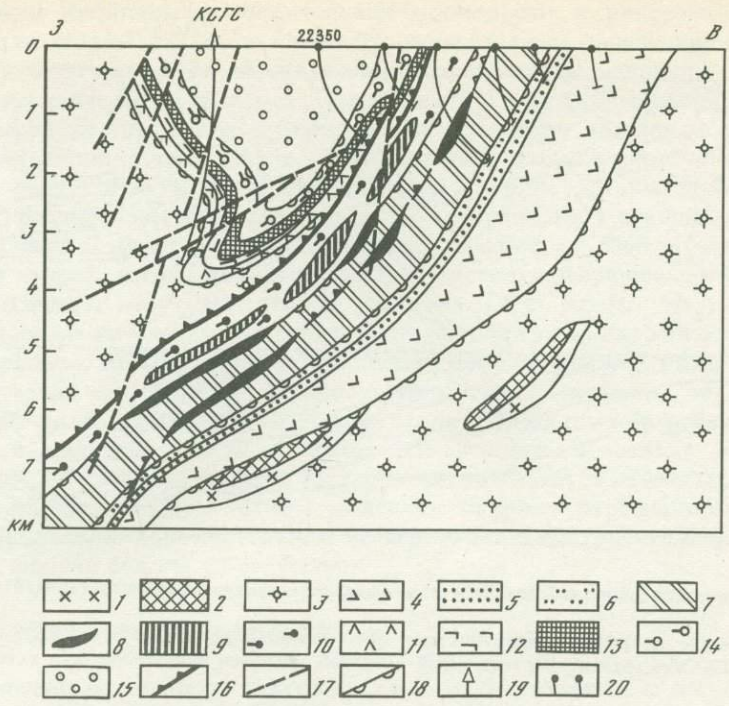



*Рис. 3.* **Фактический геологический разрез по Криворожской сверхглубокой скважине [4]**

*1—3* — архей: *1* — метабазиты, *2* — железистые кварциты, *3* — плагиогранитоиды и плагиомигматиты; *4—14* — нижний протерозой. *4—10* — криворожская серия, фация зеленых сланцев: *4* — новокриворожская свита — метабазиты, *5, 6* — скелеватская свита (*5* — метаконгломераты, аркозы, филлиты, *6* — хлорит-тальковые и карбонат-тальковые сланцы), *7, 8* — саксаганская свита (*7* — железистые кварциты и силикатные сланцы, *8* — железные руды), *9, 10* — гданцевская свита (*9* — железистые кварциты, магнетитовые руды, *10* — мраморы, сланцы кварц-биотитовые, углисто-биотитовые, метаалевролиты), *11, 12* — ингуло-ингулецкая серия, эпидот-амфиболитовая фация — зеленореченская свита: *11* — кварциты, кварцито-песчаники с андалузитом и ставролитом, залегающие на древней метаморфизованной коре выветривания архейских плагиогранитоидов, метабазиты, амфибол-полевошпат-биотитовые кристаллические сланцы, *12* — высокоглиноземистые двуслюдяные с гранатом сланцы, тальк-амфиболовые породы, *13* — артемовская свита — железистые кварциты и силикатные сланцы, *14* — родионовская свита — мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые, графит-биотитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов; *15* — средний протерозой (?): галеевская свита, метаконгломераты, метапесчаники, метапелиты, метаалевролиты; *16* — региональная шарьяжная зона; *17* — разрывные нарушения; *18* — границы стратиграфического несогласия; *19* — фактический разрез сверхглубокой скважины; *20* — разведочные скважины

раст цирконов из плагиогранитов определен в 2950 млн лет. Плагиограниты по ряду признаков идентичны таковым не Средне-Приднепровского, а Кировоградского блока.

В новой интерпретации главная железорудная (саксаганская) свита Криворожского бассейна залегает в виде моноклинали, а не сложной синклинали, как предполагалось раньше. Ей присуще чешуйчатое строение, которое выражается в сдвоенности разрезов, наличии шарьяжных зон или так называемых тальковых горизонтов, которые экранируют богатые железные руды. С запада на указанную моноклиналь надвинуты архейские плагиогранитоиды и интенсивно метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы ингуло-ингулецкой серии (артемовская и зеленореченская свиты), включающие железорудные горизонты. Ранее они относились к западным крыльям единой Криворожской синклинали. Соответственно Криворожско-Кременчугская зона рассматривает-

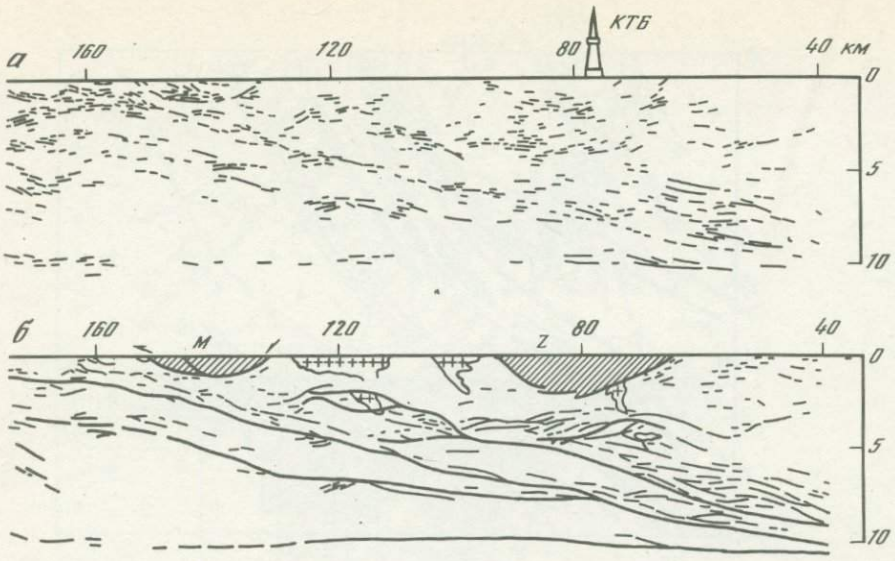



*Рис. 4.* **Сейсмический профиль DEKORP 4 (*а*) и его первая структурная интерпретация (*б*) по Т. Хейнрихсу [см. 20]**

Заштрихованы покровы молданубикума: *М* — Мюнхберг; *Z* – *ZEV; КТБ* — сверхглубокая скважина КТБ-Оберпфальц. Вертикальный масштаб увеличен по отношению к горизонтальному

ся как крупная шовная структура, разделяющая разнотипные блоки — Среднеприднепровский с протоокеанической корой на востоке и Ингуло-Ингулецкий со зрелой континентальной корой на западе [9].

Несовпадение проектных и фактических разрезов по Кольской и Криворожской скважинам обсуждалось на международном семинаре "Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования", который был проведен в Ярославле в августе 1988 г. [17]. Наиболее острые дискуссии развернулись по вопросу о том, можно ли получить надежные данные о глубинном строении континентальной земной коры с помощью геотраверсов. Участники семинара совершили экскурсию на Криворожскую сверхглубокую скважину, но и она не поколебала приверженцев использования метода отраженных сейсмических волн в кристаллических породах. Проходка скважины КТБ—Оберпфальц в ФРГ поставила под сомнение достоверность и этого метода.

Авторы программы глубокого континентального бурения ФРГ исходили из представления о том, что в юго-западной части Богемского массива метаморфические породы молданубикума залегают на палеозойском саксотюрингском комплексе в виде тектонических покровов [20]. Важную роль в разработке этой модели сыграли результаты изучения геотраверса ДЕКОРР4 методом отраженных сейсмических волн (рис. 4). Так, в верхней и средней частях коры были установлены многочисленные отражающие поверхности, которые в целом наклонены к югу и приближаются к границе Мохо. На профиле выделяются два чашеобразных прогиба — Мюнхберг и ZEV, интерпретированные как надвинутые чешуи молданубикума. Ниже палеозойского саксотюрингского комплекса зафиксированы четкие отражающие поверхности, которые полого падают на юг и, вероятно, соответствуют разделу между породами коры и мантии на глубине 30—32 км. Кроме того, в месте заложения скважины на глубине 12 км был выявлен высокоскоростной слой, также наклоненный в южном направлении. Перед окончательным выбором точки заложения сверхглубокой

скважины были пройдены дополнительные продольные и поперечные сейсмические профили длиной 527 км и шесть буровых скважин общей длиной 1960 м. Главная цель в этом случае заключалась в определении величины теплового потока и геотермического градиента. Параллельно с наземными геофизическими работами в середине 80-х годов в Оберпфальце проведены обширные исследования в области тектоники, петрологии, геохронологии, металлогении, сейсмологии.

По проекту скважина КТБ—Оберпфальц на глубине 2,8 км должна была выйти из покрова метаморфических пород молданубикума в осадочные породы саксотюрингского комплекса. Однако вплоть до отметки 4000 м она прошла по гнейсам и амфиболитам, которые большей частью превращены в бластомилониты и обладают крутыми углами наклона [22]. Кроме того, на всем вскрытом интервале интенсивно проявлен более поздний катаклаз зеленосланцевой фации. Как правило, зоны катаклаза обогащены графитом. Несмотря на интенсивные тектонические деформации и присутствие кварцевых жил, по скважине не обнаружено ни современных, ни более ранних флюидных потоков. Однако температурный градиент оказался выше измеренного в мелких скважинах (2,7 вместо 1,5—2,3° / 100 м). Причины расхождения результатов наземных наблюдений и бурения пока неясны. Чтобы выяснить природу отражающих поверхностей, запланированы дополнительные исследования с построением трехмерной сейсмической модели района Оберпфальц.

## Рудообразующие процессы

К числу эндогенных относят тектонические, магматические и метаморфические процессы, связанное с ними рудообразование и сейсмическую активность. Исследования эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения были начаты в ИГЕМ АН СССР в 1971 г. и последовательно охватили Кольскую, Саатлинскую, Криворожскую и Уральскую скважины. В ходе исследований была разработана методика специализированной документации и лабораторного изучения керна. Широко использовались рентгеновский и лазерный микроанализы, определения изотопного состава серы. Именно они позволили точно диагностировать магматические, метаморфические и рудные минералы, установить их типоморфные особенности и вариации составов, дать генетическую интерпретацию минеральных парагенезисов, оценить физико-химические параметры эндогенных процессов. Для выяснения соотношений между метаморфизмом и деформациями горных пород были применены микроструктурный анализ и петрофизический метод, основанный на изучении объемной анизотропии упругих свойств горных пород [5].

Проходка Кольской скважины оправдала прогноз о возможности распространения на глубине сульфидных медно-никелевых руд Печенгского рудного поля. В интервале 1540—1810 м скважина вскрыла ранее неизвестную зону никеленосных ультрабазитов (см. рис. 1). Вмещающий их разрез характеризуется ритмичным переслаиванием филлитов, алевролитов, песчаников и обилием туфогенного материала. Скважиной вскрыты три массива метаперидотитов. Медно-никелевые руды сопровождают самый крупный интрузив (1541—1677 м), истинная мощность которого составляет около 100 м. Установлено, что руды занимают такую же гелогическую позицию, как и на других месторождениях Печенги, будучи приурочены к контакту метаперидотитов с филлитами, осложненному согласной зоной рассланцевания. Детальные минералогические и изотопные исследования керна подтвердили вывод Г.И. Горбунова [8] о том, что медно-никелевые руды Печенги имеют первично-магматическое происхождение и вместе с тем подвергнуты более позднему метаморфизму.

Геологические и геохимические исследования керна скв. СГ-3 позволили более точно определить формационную принадлежность никеленосных интру-

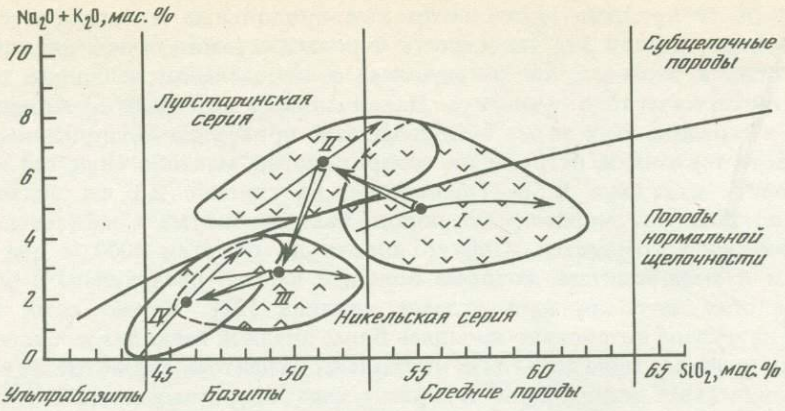



*Рис. 5.* **Петрохимические типы вулканитов печенгского комплекса и тренды их дифференциации [15]**
*I–IV* — формации: *I* — андезито-базальтовая, *II* — трахибазальтовая, *III* — толеит-базальтовая, *IV* — пикрит-базальтовая

зивов и их положение в общей эволюции протерозойского магматизма. Метаэффузивные породы протерозоя снизу вверх расчленены на четыре формации: 1) андезито-базальтовую; 2) трахибазальтовую; 3) толеит-базальтовую; 4) пикрит-базальтовую. Для каждой формации установлены различные геохимические тренды дифференциации и намечена периодичность их проявления во времени [15]. С этих позиций никеленосные интрузивы вместе с пикрит-базальтовой формацией могут рассматриваться в качестве единой вулкано-плутонической ассоциации, которая завершила формирование печенгского комплекса (рис. 5).

Были получены дополнительные доказательства того, что первоначально никеленосные интрузивы залегали почти горизонтально, а затем были расчленены на более мелкие блоки в процессе чешуйчато-надвиговых перемещений. Этот вывод, в свою очередь, объясняет удивительную выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению и снимает ряд ограничений на поиски слепых месторождений на глубоких горизонтах Печенгской структуры.

Исследования минеральных ассоциаций и составов сосуществующих метаморфических минералов обнаружили резко неравномерное по глубине распределение геотермического градиента в эпоху протерозойского метаморфизма. На уровне пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций (0—4900 м) он составлял 3,5°С на 100 м, а в пределах эпидот-амфиболитовой фации (4900—6000 м) увеличивался до 11° на 100 м. Далее в интервале 6—12 км, который отвечает амфиболитовой фации, температура метаморфизма была высокой (520—620°С), но почти не менялась по вертикали. В соответствии с этой зональностью сульфидные медно-никелевые месторождения печенгского комплекса были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а железистые кварциты и железотитановые руды в породах кольской серии — в условиях амфиболитовой фации [5].

Неожиданным результатом бурения скв. СГ-3 стало открытие зон регрессивного метаморфизма и гидротермальной минерализации в интервале 6—11 км. В низах печенгского комплекса зоны трещиноватости и регрессивного метаморфизма содержат низкотемпературную гидротермальную сульфидную минерализацию: пирротин, пирит, халькопирит, кварц, кальцит, хлорит в ассоциации со сфалеритом, галенитом, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом. В кольской серии на отметке 10 км пересечены гидротермально-измененные мигматиты с вкрапленностью халькопирита и пирита, которые по текстурно-структурным признакам сходны с метасоматитами меднопорфировых месторождений. Температуры, вычисленные на основании коэффициента распре-

деления кобальта в пирите и пирротине, располагаются в пределах 184—320°С. Наложенные регрессивные изменения на гранито-гнейсах кольской серии и метабазитах печенгского комплекса, большая устойчивость по вертикали низкотемпературной гидротермальной минерализации указывают на ювенильный источник растворов, имевших, вероятно, подкоровое происхождение.

Кроме того, в керне Кольской скважины в интервале 9500—11 000 м обнаружено присутствие золота и некоторых других самородных металлов [13]. На расстоянии в 430 м содержания золота превышают 0,1 г/т, в отдельных образцах керна они достигают 1—6,7 г/т. С помощью микрорентгеноспектрального анализа в самородном золоте установлено значительное (до 25—26%) содержание серебра. Хотя золотая минерализация пространственно совпадает с крупной зоной тектонических нарушений и регрессивного метаморфизма, непосредственной связи золота с низкотемпературными изменениями не наблюдается. В тех образцах, где обнаружено видимое золото, метаморфические минералы амфиболитовой фации абсолютно не изменены и мелкие выделения золота располагаются по спайности биотита, роговой обманки, олигоклаза. Вопрос о происхождении золотого оруденения остается открытым. Возможны три варианта: 1) перераспределение золота при метаморфизме за счет первичных концентраций во вмещающих породах; 2) избирательное осаждение на периферии зон регрессивных изменений и гидротермальной сульфидной минерализации; 3) отложение из восстановительных флюидов глубинного происхождения.

Необходимо подчеркнуть, что в Кольской скважине на глубине 6400—7200 м не было выявлено ни тектонического несогласия, ни метаморфического перерыва между низами печенгского комплекса и кольской серией: и те и другие породы обладают одинаковыми кристаллически-сланцеватыми текстурами и горизонтальной линейностью, аналогичными узорами микроструктурных диаграмм и по минеральным ассоциациям отвечают одной и той же фации. Такая же картина наблюдается в Криворожской скважине на глубине 2200—2500 м в зоне контакта нижнепротерозойской серии с архейскими гранитами. Метаморфизм здесь наложен на граниты, раннепротерозойскую кору выветривания, перекрывающие осадочные породы и также происходил одновременно с рассланцеванием. При этом наиболее интенсивные деформации осуществлялись непосредственно на контакте, где коэффициент анизотропии упругих волн достигает максимальных значений. Следовательно, поверхности стратиграфического и углового несогласия, которым придается большое значение в любых геотектонических моделях, в глубинных частях земной коры могут превращаться в зоны пластического течения и перекристаллизации пород, подчиняющиеся общей метаморфической зональности.

Проходка скв. 22350 восточнее Криворожской сверхглубокой скважины подтвердила присутствие сравнительно неглубокой синклинали в центральной части Кривого Рога и наличие здесь мощных (до 250 м) горизонтов железистых кварцитов (см. рис. 3). Таким образом, как и в Печенгском районе, новая интерпретация структуры расширила перспективы оруденения на глубину. Минеральные ассоциации и составы сосуществующих минералов показывают, что на всем протяжении основной скважины метаморфизм отвечает эпидот-амфиболитовой фации при умеренных (4—5 кбар) давлениях и температурах 500—550°С. В нижних интервалах скв. 22350 зафиксировано повышение температуры метаморфизма железных руд и вмещающих пород до 600—650°С, что указывает на более сложную форму изоград, чем предполагалось ранее.

Уральская сверхглубокая скважина расположена в центральной части Тагильского прогиба. Традиционно после работ А.Н. Заварицкого [10] считалось, что колчеданные месторождения Среднего Урала (Им. III Интернационала, Кабанское и др.) и вмещающие их палеозойские осадочно-вулканогенные толщи метаморфизованны сильнее, чем на Южном Урале. Ожидалось, что скважина

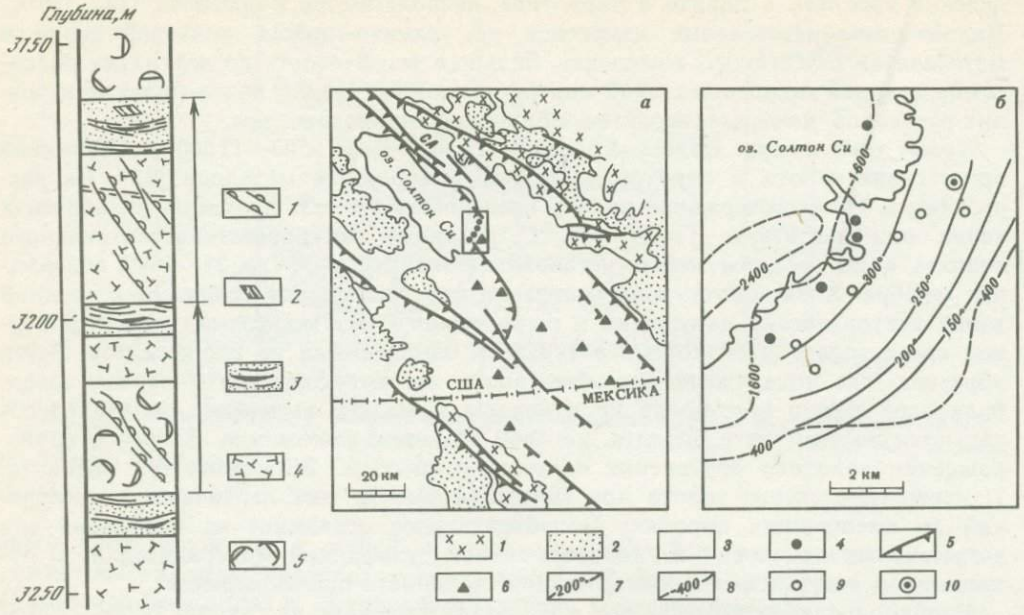



*Рис. 6.* **Положение колчеданной минерализации в туфогенно-осадочных породах палеозоя (деталь разреза Уральской сверхглубокой скважины)**

*1* — агломератовые базальтовые туфобрекчии; *2* — псефитовые и псаммитовые туфы и туффиты; *3* — туфоалевролиты и аргиллиты с прослоями сульфидов; *4* — обломки аргиллитов с сульфидами; *5* — гидротермальные изменения и прожилки

*Рис. 7.* **Схемы строения прогиба (*а*) и геотермального поля (*б*) Солтон Си (см. врезку) [23]**

*1* — кристаллические породы; *2* — четвертичные осадочные породы; *3* — современный аллювий; *4* — риолитовые купола; *5* — разломы (*СА* — разлом Сан-Андреас); *6* — геотермальные поля; *7* — изотермы (°С) на глубине 914 м; *8* — относительный тепловой поток ($10^{-3}$ Вт/м$^2$); *9* — скважины; *10* — глубокая скважина Солтон Си

пройдет 2 км по недифференцированной андезито-базальтовой формации, а ниже до глубины 4—5 км вскроет полный разрез колчеданной контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой кабанской свиты. Однако до 4 км скважина не вышла из андезито-базальтовой формации, а ее метаморфизм оказался гораздо менее интенсивным — на уровне пренит-пумпеллиитовой фации с очень низким палеотемпературным градиентом. В керне скважины выделены два типа сульфидной минерализации: колчеданный, подчиненный вулканогенной ритмичности разреза, и наложенный гидротермальный, связанный с субвулканическими телами микродиоритов [3].

Наглядной иллюстрацией связи колчеданного оруденения с цикличностью вулканогенной толщи служит фрагмент разреза Уральской скважины в интервале 3150—3250 м (рис. 6). Каждый цикл начинается с агломератовых туфобрекчий, на которых залегают псефитовые и псаммитовые туфы и туффиты и затем туфоалевролиты и аргиллиты. Последние обладают тонкой слоистостью, обнаруживают четкие признаки размыва и деформаций слабо литифицированного материала и содержат прослои колчеданной сульфидной минерализации. В образцах присутствуют также обломки черных аргиллитов с сульфидами и зоны низкотемпературных гидротермальных изменений подстилающих вулканитов. Таким образом, здесь видны все составные элементы модели субмаринного осадочно-вулканогенного рудообразования.

В США наиболее существенные сведения о процессах рудообразования получены по скважине Солтон Си в одноименной современной геотермальной

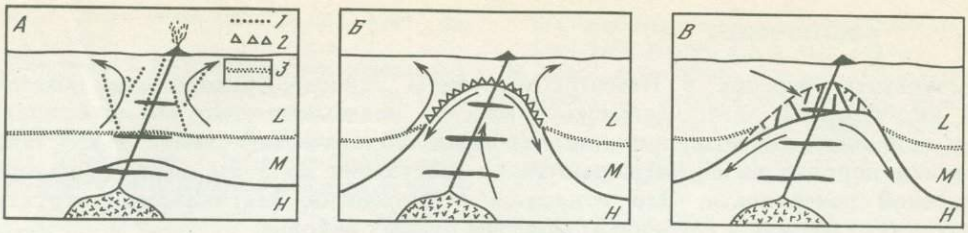



*Рис. 8.* **Схематический разрез модели геотермальной системы Солтон Си [23]**

Стрелки указывают направление движения растворов; до внедрения гиперсоленые рассолы (*H*) расположены на глубине более 5 км и перекрываются умеренно солеными (*M*) и малосолеными (*L*) водами

*А* — интрузия вызывает образование трещин, нагрев и вытеснение восстановительных реликтовых вод и формирование жил первого типа (*1*); *Б* — вслед за подъемом теплового фронта восходящий диапир гиперсоленых рассолов (*2*) производит изменения вмещающих пород и взаимодействует с умеренно- и малосолеными растворами и замещает их; *В* — после охлаждения интрузии диапир начинает опускаться, увлекая за собой более соленые окислительные воды с образованием гематитсодержащих жил второго (*3*); это отвечает современному состоянию гидротермальной системы Солтон Си

системе [23, 24]. Последняя расположена в Южной Калифорнии и связана с рифтогенным прогибом, примыкающим к разлому Сан-Андреас (рис. 7, *а*). 4 млн лет назад северо-западная часть рифтогенного прогиба отделилась от залива и превратилась в замкнутый бассейн, в котором отложилось несколько горизонтов эвапоритов. Именно они обусловили высокую соленость термальных вод рифтогенного прогиба. В четвертичное время дельтовые и озерные отложения были прорваны риолитами. Цепь из пяти риолитовых куполов определяет положение геотермальной системы Солтон Си (см. рис. 7, *б*).

Проходка глубокой скважины Солтон Си была начата в октябре 1985 г. и закончена в марте 1986 г. на отметке 3200 м. В результате комплексных геофизических, гидрогеологических, геохимических и минералогических исследований установлено, что на глубине 2 км температура растворов достигает 325°С, а концентрации в них солей 26 мас.%. Параллельно степень метаморфизма осадочных пород увеличивается до зеленосланцевой фации, а вблизи забоя появляются минеральные ассоциации, переходные к амфиболитовой фации. В гидротермально-измененных породах обнаружены минерализованные трещины двух типов. Первые выполнены карбонатами с эпидотом, адуляром, пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом. Судя по газово-жидким включениям, они отложились при более высоких температурах, чем те, что замерены в протекающих растворах. Ко второму типу относятся кварц-эпидотовые жилки с гематитом, возникшие при наблюдаемых в настоящее время температурах.

Сопоставление природных наблюдений с экспериментальными и расчетными данными позволило разработать количественную модель современной рудообразующей гидротермальной системы Солтон Си (рис. 8). Согласно этой модели, внедрение риолитов вызывает образование трещин и приводит в движение флюиды, которые формируют жилы первого типа. При последующем подъеме изотерм гиперсоленые рассолы взаимодействуют с менее солеными водами и отлагают жилы второго типа. В обоих случаях источником металлов служат дельтовые отложения четвертичного возраста. Предполагается, что именно таким образом возникают стратиформные месторождения железа, цинка, свинца, меди в осадочных породах.

## Заключение

Результаты бурения в Печенгском рудном районе, Криворожском бассейне и юго-западной части Богемского массива показывают, что ни фиксистские, ни мобилистские интерпретации наземных геологических съемок в кристаллических породах не подтверждаются на расстоянии до 5 км ниже современной дневной поверхности. Это относится к литологии, тектонической структуре вскрытого разреза и глубинным моделям рудных районов.

Полученные в результате исследований скважин фактическое данные вносят принципиальные коррективы в существующие представления о рудоносности глубинных зон земной коры, увеличивают в 3—4 раза оценки вертикального диапазона эндогенного рудообразования и создают основу для совершенствования принципов и методов прогнозирования и поисков скрытого оруденения.

Генеральное направление работ в этой области — привязка теоретических моделей рудных месторождений и рудообразующих систем к реальной геологической среде на основе параметров, которые дают исследования сверхглубоких и глубоких скважин [11]. В числе этих параметров температуры и давления на разных этапах геологической истории, петрологические, геохимические и структурно-петрофизические характеристики пород, поднятых с недоступных ранее глубин континентальной земной коры.

### Литература


1. *Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1981. 48 с.
2. *Бурьян Н.Р., Лазаренко Ю.Н., Решетняк В.В., Ефименко Н.Г.* Новые представления о глубинном строении района заложения Криворожской сверхглубокой скважины // Геол. журн. 1985. N 4. С. 1—7.
3. *Викентьев И.В., Драгулеску Е.М., Казанский В.И.* и др. Цикличность вулканогенно-осадочных толщ, их метаморфизм и рудная минерализация в разрезе Уральской сверхглубокой скважины // Геология руд. месторождений. 1989. N 4. С. 52—64.
4. *Галецкий Л.С., Решетняк В.В., Курлов Н.С., Байсарович М.Н.* Глубинное строение Криворожского железорудного бассейна // Глубинные исследования недр в СССР: Докл. XXVIII Междунар. геол. конгр. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 94—103.
5. *Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И.* и др. Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987. С. 144—186.
6. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 237 с.
7. Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. 271 с.
8. *Горбунов Г.И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых руд Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
9. Железисто-кремнистые формации докембрия. Метаморфизм. Киев: Наук. думка, 1989. 148 с.
10. *Заварицкий А.Н.* Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях // Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 7—18.
11. *Казанский В.И.* Глубинный прогноз эндогенного оруденения: состояние и перспективы // Вестн. АН СССР. 1988. N 4. С. 12—28.
12. *Козловский Е.А.* Комплексная программа глубинного изучения земных недр // Сов. геология. 1982. N 9. С. 3—12.
13. *Козловский Е.А., Губерман А.Д., Казанский В.И.* и др. Рудоносность глубинных зон континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Там же. 1988. N 9. С. 3—11.
14. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
15. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
16. *Кривцов А.И., Воробьев В.В.* Глубинные исследования рудообразующих систем // Глубинные исследования недр в СССР: Докл. XXVIII Междунар. геол. конгр. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 55—61.
17. Международный семинар "Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования": Тез. докл. Ярославль: ПГО "Недра", 1988. 270 с.
18. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 669 с.
19. *Хитаров Н.И.* К вопросу проведения сверхглубокого бурения на территории Советского Союза // Сов. геология. 1961. N 6. С. 134—138.
20. *Behr H.I., Emmermann R.* Scientific objectives and siteselection studies of the continental deep drilling program of the Federal Republic of Germany (KTB) // Observation of the continental crust through drilling. B.: Springer, 1987. P. 85—119.
21. Continental scientific drilling program / US Geo-

dyn. Comm. Wash. (D.C.): Nat. Acad. Sci. 1979. 192 p.
22. *Emmermann R.* KTB pilothole: geotectonic setting and first results // Abstr. XXVIII Intern. Geol. Congr. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 1. P. 451.
23. *McKibben M.A., Andes I.P., Williams A.E.* Active ore formation at a brine interface in metamorphosed deltaic lucrustine sediments: the Salton Sea geothermal system, California // Econ. Geol. 1988. Vol. 83, N 3. P. 511—523.
24. *Zoback M.D., Elders W.A., van Schmus W.R., Jounker L.* The role of continental scientific drilling in modern Earth sciences. Scientific rationale and plans for the 90′ s. Stanford: Univ. press, 1988. 151 p.

УДК 550.311/551.72:553.2

*В.И. Рехарский, Ю.П. Диков, С.П. Долин, Л.М. Мухин, М.В. Герасимов*

# Особенности дифференциации вещества протокоры и начальный рудогенез

В современной теории рудообразования одно из центральных мест занимает проблема зарождения и эволюции источников рудного вещества и рудообразования в истории Земли. Разработка и развитие этой проблемы неразрывно связаны с именем академика В.И. Смирнова. Им определено общее содержание проблемы, выделены основные группы источников вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых, тектоно-магматические и металлогенические этапы, с которыми ассоциируют эндогенные рудные месторождения, освещены закономерности эволюции источников рудообразования в геологической истории [13—16]. Из главных положений В.И. Смирнова по этим вопросам обратим внимание на следущие. Эволюция источников рудного вещества и рудообразования происходила на фоне общего направленного и необратимого развития земной коры. Преобладающие в архее ассимиляционные и инфильтрационные источники полезных ископаемых, преимущественно метаморфогенного происхождения, начинают играть в дальнейшем подчиненную роль; набор источников расширяется, становится более разнообразным, затем возрастает значение базальтоидной и, наконец, гранитоидной групп источников.

Начиная с кольского этапа отмечается повторяемость магматических явлений и периодичность рудообразования. При качественной неизменности генетических групп эндогенных месторождений на протяжении геологической истории намечаются некоторые количественные сдвиги: на ранних этапах превалируют эндогенные рудные месторождения базальтоидной серии, а на поздних — гранитоидной.

Эти фундаментальные положения В.И. Смирнова в настоящее время разделяются многими исследователями. Они являются в достаточной мере обоснованными и с большой достоверностью свидетельствуют о закономерном формировании источников рудного вещества, генетических группах эндогенных рудных месторождений и периодичности рудообразования в геологической истории. Использование указанных положений, а также новых литературных данных и собственных материалов позволило авторам подойти к рассмотрению главных механизмов и начальных факторов, которые могли бы обеспечить особенности образования и эволюцию протокоры и проторудогенеза на самом раннем этапе развития Земли и наметить их возможные связи с закономерностями дифференциации вещества на более поздних этапах геологической истории. Самый ранний — протоэтап, а более поздние — мезо- и неоэтапы [12].

**Протоэтап.** До недавнего времени об изначальном состоянии вещества Земли судили на основании альтернативных вариантов аккреции — "гомогенной"

и "негомогенной". Вопросы происхождения атмосферы и гидросферы рассматривались обычно изолированно от механизмов и характера дифференциации твердого вещества. Эти представления с успехом используются в космогонии, но они имеют ряд противоречий и не позволяют с достаточной определенностью объяснить многие события, особенно касающиеся закономерностей преобразования изначального вещества и его разделения по агрегатному состоянию. Поэтому в настоящее время идет разработка космогонических моделей, в которых главное внимание уделяется роли ударных процессов в дифференциации вещества на ранних стадиях развития Земли [3, 17, 21]. Согласно новым моделям, ведущее место в аккумуляции Земли принадлежало крупным планетезималям. Ударные процессы приводили к гомогенизации и плавлению вещества, происходило частичное его испарение и в последующем — конденсация определенной доли испарившегося вещества. При каждом ударном акте испарялось не менее 17% вещества, а в общем при многократной переработке поверхности планеты степень ее ударной дегазации составляла ~65—75% [3, 21]. При ударных событиях освобождалось огромное количество энергии — около $10^{39}$ эрг. Ударные процессы могли в полной мере обеспечить преобразование и сепарацию исходного вещества и, в конечном счете, практически одновременное формирование протогеосфер.

Важно подчеркнуть, что при развиваемом подходе имеет место принципиальная возможность экспериментальной проверки ударных взаимодействий в лабораторных условиях. Такие работы были поставлены в лаборатории физико-химических методов исследования планет ИКИ АН СССР и выполнялись совместно с лабораторией геохимии ИГЕМ АН СССР. В исследованиях использовалось импульсное лазерное излучение с плотностью воздействующего потока в импульсе $10^6$—$10^8$ Вт/с$^2$ и длительностью самого импульса $\tau \geqslant 10^{-5}$ с, что по количественным оценкам вполне удовлетворяло условиям ударной дегазации исследуемых веществ [3]. Это позволяло в первом приближении имитировать процессы высокоскоростных столкновений в системе снаряд—мишень. В качестве мишеней использовались природные образования, представительно характеризующие вещество гипотетических планетезималей, — базальты, пироксениты, перидотиты, габбро-долериты, железистые метеориты, углистый и обыкновенный хондриты, а также природные образцы ортита (коллекция Е.И. Семенова), эвдиалита, пироксена, амфибола и искусственные смеси, которые являлись объектами изучения некогерентного поведения главным образом рудных элементов в ударных процессах.

При ударном воздействии на силикатные мишени, в состав которых входили главные петрогенные элементы (Si, Al, Ca, Fe, Mg, Na, K), наблюдалось неравномерное накопление элементов в остаточном расплаве мишени и конденсате продуктов испарения. Конденсат во всех случаях обогащался преимущественно сравнительно легкоплавкими элементами — Si, Na, Fe, а остаточный продукт — тугоплавкими Al и Ca и легколетучим K. Тугоплавкий Mg не проявлял строго определенной склонности к концентрации в тех или иных дифференциатах.

На фоне этой тенденции накопления тугоплавких, обедненных кремнеземом составов в остаточном расплаве, а легкоплавких — при формировании сравнительно кислых конденсатов выявляются также дифференциационные эффекты более глубоких порядков.

В остаточных расплавах, наряду с колебаниями составов стеклообразной матрицы, четко фиксировалось фазовое разделение самих расплавов. Оно проявлялось в появлении сферических образований, состав которых ограничен всего тремя компонентами — Ca, Al и Si, причем содержание кремния нигде не выходило за пределы анортитового состава, но и в большинстве случаев удерживалось на уровне геленита. Нередки случаи, когда сферические образования представлены чистыми алюминатами кальция. Стекловидная матрица,

вмещающая эти образования, обычно обогащена Mg и содержит Fe, Si, Al и другие петрогенные элементы. Накопление K происходило в тех областях, где преобладали Si-Mg, а не Al-Ca составы. В остаточных расплавах регулярно регистрировались полностью или частично восстановительные формы Si, Al, Fe.

Неоднородны и своеобразны по химическому составу и конденсаты. Неоднородность "горячего" конденсата выражалась в специфических особенностях распределения тугоплавких и легкоплавких элементов: Al, Ca и Mg преимущественно концентрировались во фронтальной (внутренней по отношению к остаточному расплаву), а Si, Na, Fe и отчасти K — в тыловой зонах конденсата. Это в принципе не вытекает из порядка расположения названных элементов в ряду летучестей [6] и требует специальных исследований. Примечательной особенностью конденсата являлся положительный в сравнении с остаточным расплавом баланс кислорода. "Холодный" конденсат — "силикатный туман", являющийся продуктом осаждения той части облака испарения, которая располагалась между его "горячей" и собственно газовой составляющими, представлял собой аэрозоль очень мелких аморфных частиц, размером в несколько сотен ангстрем, для которых характерно максимальное содержание наиболее легкоплавких компонентов (Si, Na, Fe) в ряду исходное вещество—остаточный расплав—"горячий" конденсат—"холодный" конденсат. В рассматриваемых частицах ввиду устойчивого дефицита кислорода заметная доля Si, Al и Fe (до 15—20 отн.%) находилась в нульвалентном или в низкоокисленном состоянии ($Si^{2+}$, $Al^{2+}$). Вместе с тем наряду с кремнием низких валентностей присутствовал четырехвалентный кремний, причем показательны высокодисперсные образования кремнезема. При наличии в испытуемом исходном веществе молекул воды или $(OH)^-$ группы в "холодном" конденсате наблюдалось образование водосодержащих силикатов. Многообразие зарядовых состояний Si, Al, Fe в "холодном" конденсате свидетельствовало о его неравновесной химической природе, которая вполне однозначно коррелирует с неравновесностью внешней по отношению к данному конденсату газовой среды.

Газовые смеси во всех случаях были химически неравновесны для обычных атмосферных условий [3]. В их состав входят $O_2$, $H_2$, $CO_2$, CO, $SO_2$, $H_2O$ и в меньшем количестве — углеводороды, $N_2$ и его соединения и другие компоненты. Эти газы и соотношения между ними аналогичны газовым смесям, содержащимся в ударных продуктах лунного вещества. Значительная часть кислорода выделялась, вероятнее всего, при деструкции кремне- и кремнеалюмокислородных матриц, о чем может свидетельствовать появление в остаточных реакционных зонах силикатных мишеней нульвалентных форм кремния, алюминия, железа и других элементов. При взаимодействии с существенно кислородной атмосферой происходило окисление вещества на поверхности протокоры.

Выявленные особенности поведения главных петрогенных элементов при ударных событиях позволили обратиться к поведению при тех же условиях рудных элементов. В настоящее время изучено распределение между исходным веществом и конденсатами тугоплавких рудных элементов — U, Tn, Zr, TR. Исследования выполнялись на природных (ортит, эвдиалит) и искусственных (смесь $0{,}2\,UO_2 + 0{,}8\,KAlSi_3O_8$, оплавленных при 1400°C) образцах. Установлено, что в конденсате по сравнению с исходным образцом содержание всех перечисленных элементов увеличивалось: U — в 6,0; Th — в 3,5; TR — (Y группы) — в 2,0; TR (Ce группы) — в 1,5; Zr — в 1,4 раза. Редкоземельные элементы во фронтальной зоне конденсатов концентрировались в форме $TR^{4+}$, а в тыловой — преимущественно $TR^{3+}$.

Относительная концентрация U, Th, Zr и TR в конденсате, а не в остаточном расплаве не согласуется с известными физико-химическими предпосылками [6]. На $P$—$T$ диаграммах поля давления пара $UO_2$, $ThO_2$, $ZrO_2$ и $TR_2O_3$ находят-

ся вблизи труднолетучих окислов CaO и $Al_2O_3$. Поэтому в случае равновесного селективного испарения силикатного вещества U, Th, Zr и TR должны были бы накапливаться совместно с Ca и Al в остаточном расплаве. Опыты по медленному испарению (до $T \simeq 2600$ K и $\tau \geqslant 10$ с) тех же образцов показали, что выход компонентов в газовую фазу, как и следовало ожидать, обусловлен только летучестью их окисленных форм, т.е. факт "аномального" поведения U, Th, Zr и TR трудно объяснить на основе имеющихся термодинамических данных. Можно предположить, что при высоких температурах (~4000—5000 K), реализующихся при ударных процессах, происходит образование кластеров, обеспечивающих столь необычные транспортные способности труднолетучих элементов. Косвенным свидетельством этого является накопление изученных элементов в конденсате не в виде окислов, как при медленном испарении, а в силикатной форме.

Поскольку содержание рудных элементов (U, Th, Zr, TR) в исследованных образцах было несоизмеримо высоко в сравнении с кларками, то, естественно, возникал вопрос о размерности наблюдаемых эффектов. В связи с этим аналогичные эксперименты были выполнены на природных образцах пироксена и амфибола. Определение рудных элементов в образцах, остаточном расплаве и конденсате проведено методом нейтронной активации в Институте химии общества Планка (ФРГ). Полученные данные показали, что все названные элементы концентрировались преимущественно в конденсате. При этом важно отметить, что тенденция к "аномальному" накоплению элементов в конденсате на кларковом уровне воспроизводилась в тех же относительных величинах, что и при высоких содержаниях U, Th, Zr и TR. Эти данные имеют важное геохимическое и методическое значение, поскольку открывают широкие возможности для детального изучения поведения различных рудных элементов при ударной дифференциации вещества.

Обратим внимание на наиболее существенные особенности ударной дифференциации вещества, которые имеют принципиальное значение для понимания закономерностей поведения петрогенных и рудных элементов на самом раннем и последующих этапах истории Земли.

Ударная дифференциация приводит к изначальному разделению любого силикатного вещества, определяемого стандартным набором главных петрогенных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K), на две автономные ветви силикатных систем — собственно силикатную и алюмосиликатную, появление и пространственное разделение которых обусловлено различной степенью летучести соответствующих компонентов при ударных процессах. Разделение на собственно силикатную и алюмосиликатную ветви — это, несомненно, одно из основополагающих событий в дифференциации силикатного вещества. Наведенная дифференциация вещества (дифференциационные эффекты более глубокого порядка), наследующая тенденции начальных ударных процессов, приводит к первичному саморазделению гетерогенных остаточных расплавов на две независимые системы: Ca-алюмосиликатную, генетически обеспечивающую формирование ранних анортозитов, и Mg-Fe-силикатную, являющуюся родоначальницей базальтовых магм. О возможности не только возникновения, но и о важной роли таких силикатных образований в составе протокоры может свидетельствовать развитие анортозитов и базальтов на ранних стадиях эволюции ряда планет земной группы [1].

Накопление на поверхности растущей планеты конденсатов, содержащих преимущественно Si, Na и Fe, способствовало образованию протокоры, обогащенной относительно кислым силикатным веществом. Конденсация "силикатного тумана" смещала состав протокоры в еще более кислую область. Преимущественная концентрация Na в конденсатах, а K — в остаточном расплаве является важным обстоятельством не только для суждения о широком развитии

в протокоре натрийсодержащих силикатов, но и для объяснения ряда особенностей дальнейшей дифференциации корового и мантийного вещества.

Обогащение тугоплавкими рудными элементами (U, Th, Zr, TR) конденсата свидетельствует о преобладающей их концентрации в протокоре и нахождении в ассоциации с относительно кислым силикатным веществом. Это может быть свойственно и некоторым другим тугоплавким рудным элементам — W, Mo и др. Однако такое предположение, безусловно, требует экспериментального подтверждения. Важно подчеркнуть, что отмеченные закономерности распределения U, Th, Zr и TR проявляются и на более поздних эволюционных этапах. Это выражается в том, что указанные элементы обладают четко выраженной тенденцией к накоплению в кислых породах современной земной коры, причем такая тенденция, как и в случае конденсата, наиболее четко выражена у U и TR [11].

Синхронное фомирование протогеосфер и поглощение вещества протогидросферы и протоатмосферы конденсатными силикатными фазами способны обеспечить обратный сток свободной и связанной воды, кислорода, углекислоты и других компонентов в недра протокоры. Это способствовало созданию условий для более глубокой метаморфической и метасоматической переработки вещества протокоры, для зарождения и развития силикатно-флюидных систем и формирования геохимических полей концентраций рудных элементов. Преимущественное накопление радиоактивных элементов (уран, торий) в протокоре способствовало возникновению "подкорового парникового эффекта" — важной предпосылки для дальнейшего перераспределения и преобразования силикатного и рудного вещества. Все эти процессы в сочетании с изначальным распределением петрогенных и рудных элементов в ударных дифференциатах определили основные черты первичных источников рудного вещества и проторудогенеза.

**Мезоэтап.** Для этого эволюционного этапа характерна дальнейшая направленная гетерогенизация земного вещества. Он во многом унаследовал закономерности дифференциации вещества протоэтапа, особенно его завершающих стадий. Развитие мезоэтапа, вероятно, происходило на общем фоне проявления региональных тектонических нарушений жесткой протокоры под действием гравитационных сил, внутренней тепловой энергии и отдельных, но все еще мощных на ранних стадиях ударных событий. Зарождались отличительные черты протоконтинентальной и протоокеанической коры. Важное место в строении коры должно было принадлежать появившимся еще в протоэтапе анортозитовым и базальтовым типам пород. Значительное развитие получили высокотемпературные метаморфические и метасоматические процессы. Происходил направленный обмен веществом между земной корой и мантией, обусловленный, вероятно, главным образом гравитационно-ликвационными механизмами дифференциации вещества. В земной коре накапливались преимущественно оксит-гиперокситовые, а в мантии — базит-гипербазитовые элементы [18]. На заключительных стадиях мезоэтапа (2,5—2,0 млрд лет), как считают многие исследователи, в результате главной дифференциации первичной мантии сформировалась истощенная мантия и консолидированная земная кора. Базальтоиды преобладали над гранитоидами. Основное значение принадлежало мантийному рудному веществу, которое транспортировалось в верхние горизонты земной коры магмами и флюидами подкорового происхождения. Формировались древнейшие (более 2,0 млрд лет) месторождения базальтоидной группы — хромитовые, медно-никелевые, колчеданные, золоторудные; происходило образование редкометальных гранитных пегматитов, ураноносных апогранитов, а также метаморфогенных месторождений железистых кварцитов, золоторудных и др. [7, 16].

**Неоэтап.** Вероятнее всего, этот этап начал свое развитие после становления подвижных литосферных плит. Активные (стрессовые) и спокойные взаимодействия между ними, происходящие при участии мантийной конвекции, могли

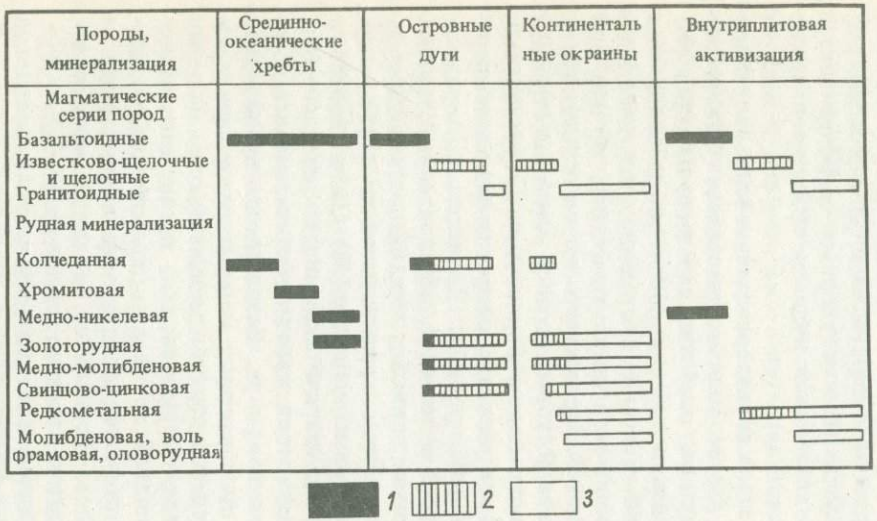



*Рис. 1.* **Последовательность проявления магматизма и рудообразования в различных литосферно-плитовых режимах**

*1* — базальтоидные; *2* — известково-щелочные и щелочные; *3* — гранитоидные магматические серии пород и связанная с ними рудная минерализация

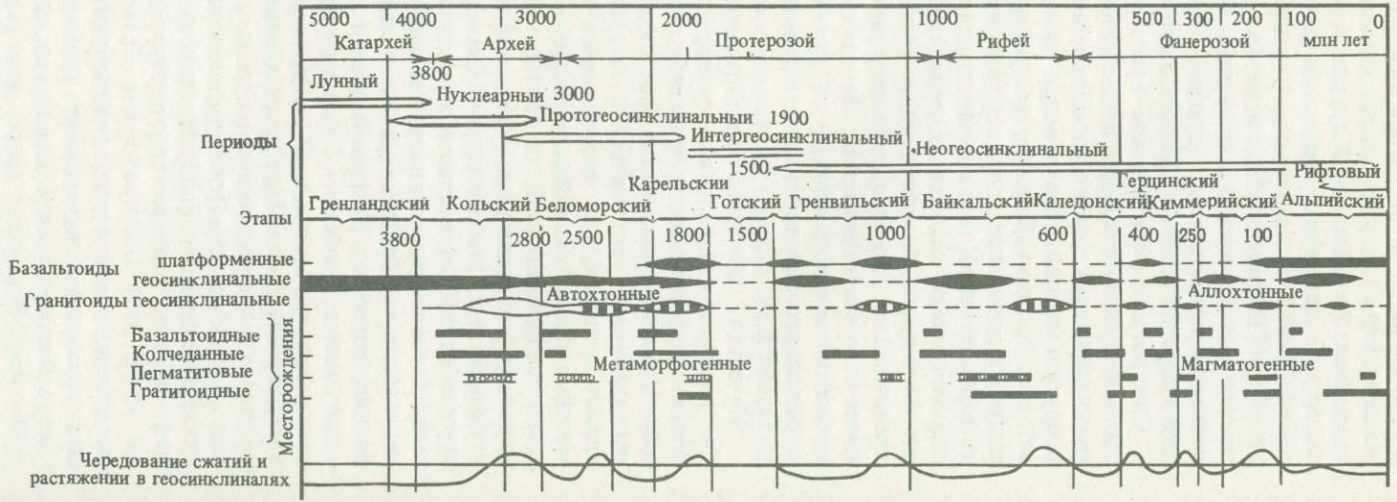



*Рис. 2.* **Этапы эндогенного рудоообразования [16]**

служить одним из важных стимулов усиления или ослабления ликвационно- и кристаллизационно-гравитационной дифференциации мантийно-корового вещества. Все это способствовало периодическому проявлению базальтоидного и гранитоидного магматизма и связанных с ним эндогенных месторождений. В ходе эволюции неоэтапа повышалась роль гранитоидного магматизма и увеличивалось разнообразие магматических дифференциатов и рудных месторождений. Примечательно, что в это время все более заметное место занимает K-Na и существенно калиевые гранитоиды [10]. По-видимому, это связано с цикличным взаимодействием корового и мантийного вещества, а следовательно, и смешением некогерентно разделенных в протоэтапе щелочных элементов. В эндогенном рудообразовании участвовали главным образом подкорово-коровые и коровые источники рудного вещества. Ведущее место в мобилизации рудного вещества из базальтоидных магм занимали кристаллизационная дефференциация и в ряде случаев ликвация, а в гранитоидных системах — магматическая кристаллизация, экстракционные равновесия расплава или породы с водно-солевыми флюидами и другие факторы [23]. В образовании метаморфогенных месторождений также принимали участие как коровые, так и смешанные источники рудного вещества.

При повторяемости литосферно-плитовых режимов происходило видоизменение силикатного и рудного вещества, причем для каждого отдельного режима были показательны строго определенные серии и ассоциации магматических пород и типы рудных месторождений [18]. Повсеместно вначале проявлялся базальтоидный магматизм, затем гранитоидный, соответственно следовали различные типы рудной минерализации (рис. 1). Отмеченные особенности литосферно-плитовых режимов во многом подобны описанным для геосинклинально-складча́тых систем. На основе детального изучения закономерностей рудообразования в пределах разновозрастных геосинклинально-складчатых систем В.И. Смирнов [16] показал, что с цикличной повторяемостью магматизма сопряжено формирование плутоногенных и вулканогенных базальтоидных и гранитоидных серий эндогенных рудных месторождений (рис. 2). Эти закономерности особенно четко выражены начиная с протерозоя. Как в первом, так и во втором случае происходило периодическое проявление и взаимодействие мантийных и коровых силикатных, флюидных и силикатно-флюидных, в том числе и рудообразующих систем. Подтверждением этого может служить факт возрастания доли корового вещества в месторождениях молодого возраста, особенно моложе 2,0 млрд лет. Это относится к месторождениям различного генезиса, включая и собственно магматические [18].

Результаты физико-химических исследований свидетельствуют о специфических и в ряде случаев необычных особенностях поведения рудных элементов на главных этапах эволюции земного вещества. Вполне определенно можно считать, что эти особенности, обусловленные различными механизмами дифференциации вещества, осуществлялись главным образом на общем фоне закономерного развития силикатных, флюидных и силикатно-флюидных систем. Поэтому для выявления и уточнения как общих, так и частных закономерностей поведения петрогенных и рудных элементов в таких системах важное значение приобретает построение модели обобщенной силикатно-флюидной рудообразующей системы, под которой нами понимается модельные сочетание силикатного, флюидного и рудного вещества, взаимодействующих под влиянием внутренних и внешних факторов. К внутренним факторам относятся имманентные свойства веществ, которые определяются природой химических связей как в самих базовых структурах, так и в наиболее устойчивых их комбинациях. Внешние факторы связаны с поступлением в систему дополнительной энергии извне, и с ними сопряжены те или иные механизмы дифференциации вещества системы.

Остановимся на некоторых методологических подходах построения обобщенной модели силикатно-флюидной рудообразующей системы.

При рассмотрении этой системы необходимо иметь в виду не только то, что рудное вещество концентрируется, рассеивается и перераспределяется флюидной фазой в ходе ее эволюции, но и то, что трансформация силикатной составляющей приводит также к значительным изменениям относительных и абсолютных концентраций рудных элементов, изначально распределенных по минералам. Поэтому следует учитывать взаимосвязь и активное взаимодействие в обобщенной системе минимум двух подсистем — силикатной и флюидной. Закономерности миграции и концентрации рудных элементов во флюидах и тем более в водных растворах изучены как на экспериментальном, так и на геохимическом уровне. Об особенностях поведения элементов в эволюционирующем силикатном веществе, а также о силикатно-флюидных системах известно гораздо меньше. В связи с этим при построении моделей поведения рудных элементов в силикатно-флюидных системах важно проводить опережающее исследование тонкого строения силикатов на современном физико-химическом уровне с привлечением теоретических и экспериментальных возможностей физики и химии твердого тела.

Известно, что главным принципом самопроизвольно развивающихся силикатных систем, независимо от ведущего механизма их дифференциации, является прогрессирующая силификация [2], реализующаяся в последовательном увеличении доли высококремниевых фаз к концу процесса. Принимая этот принцип за основу и учитывая, что он вполне объективно отражает потенциальные возможности "самоорганизации" силикатообразующих анионных группировок, нами разработано понятие структуры силикатного фона, под которым понимается разнообразие комбинаций главных силикатных и алюмосиликатных мотивов между собой и другими группировками и атомами [4, 11, 19, 22]. Показано, что поведение элементов в эволюционирующих силикатных системах определяется не аддитивными параметрами, выводимыми из индивидуальных свойств атомов, а диктуется теми механизмами, которые возникают при взаимодействии атомов со всеми типами кремнекислородных и алюмокремнекислородных радикалов, реализуемых в конкретной системе. При взаимодействии силикатного вещества с флюидной составляющей система усложняется и приобретает специфические черты, но закономерная направленность ее эволюции и в этом случае в общих чертах будет соответствовать принципу прогрессирующей силификации и особенностям структуры силикатного фона.

Указанные положения могут послужить основой для теоретического анализа внутренних эволюционных возможностей силикатных и силикатно-флюидных систем и особенностей поведения в них петрогенных и рудных элементов. При решении этой сложной задачи необходимо в первую очередь рассмотреть вопросы, относящиеся к условиям равновесия и деформационным свойствам силикатов и других близких по строению соединений в статическом аспекте, связав их с электронной структурой, кристаллохимией и другими свойствами.

Накопленные в настоящее время экспериментальные и теоретические данные по строению и свойствам силикатов позволяют считать вполне оправданным применение для этих целей методов структурной химии молекул и рассматривать кластерное приближение в качестве достаточно продуктивного метода исследования, несмотря на ряд принципиальных ограничений [8, 20]. Анализ проводился на двух уровнях: сначала на чисто качественном, в рамках вибронной теории влияния заместителей [5, 9], а затем путем прямых расчетов молекулярных орбиталей с проверкой выводов качественной модели и получением количественных оценок электронных и геометрических параметров для выяснения роли различных внутримолекулярных эффектов, определяющих наблюдаемые структурные закономерности и другие физико-химические свойства.

Исследования показали, что природу связей и структурные закономерности в силикатах, как и в их молекулярных аналогах (неорганических галогенидах, гидридах, силоксанах, силанолах и их производных и др.), можно описать с использованием концепции сопряжения, индуктивного и аномерного эффектов. Выяснен механизм и количественно охарактеризованы структурные последствия повышения степени конденсации. Найден эффект диспропорционирования длин связей, валентных углов и некоторых электронных параметров (заряды, порядки связи, поляризуемости), связанный с потерей эквивалентности ближнего окружения Si(T) в системах с различным числом Si—$O^м$ и Si—$O^к$. Объяснено основное правило структурной химии силикатов, согласно которому широкие валентные углы сопряжены с короткими связями, и путем построения рядов взаимного влияния заместителей (по аналогии с рядами "транс-влияния" в координационной химии) проанализировано сродство различных атомов, ионов, функциональных и молекулярных групп к соответствующим силикатообразующим фрагментам.

Проведена проверка основных правил топологии анионных и катионных подсистем и показано, что последовательная силификация, т.е. переход от соединений с Si/O = 1:4 к 1:2, сопровождается повышением стабильности кооперативно связанных SiO-тетраэдров благодаря увеличению эффективных каналов "сброса" избыточного заряда от ионов [$SiO_4^{4-}$] в решетках силикатов [8]. Поэтому кварц должен находиться в конце эволюционного ряда. Для его основных структурных единиц характерны оптимальный сброс избыточного заряда, минимальное значение Re SiO $\simeq$ 1,62 Å, минимальные угловые искажения SiO-фрагментов, которые, в свою очередь, без внутренних напряжений связаны между собой. Подобная склонность к повышению степени конденсации отмечается и у других элементов IV группы (C, Ge и др.), а также элементов III группы (B, Al и др.) и в некоторой степени у фосфора, тогда как для S и Cl и их аналогов она не проявляется. При этом у оксидов она выражена сильнее, чем у сульфидов. В случае разнородных мостиков упрочению связей Si—$O^м$ способствуют электроннодонорные элементы Be, B, Al и др., при этом наиболее мягкие условия координации реализуются в случае тетраэдрического Al (вместе с подходящим противоионом). Влияние акцепторных гетероатомов P, S и др. в общем случае дестабилизирует мостиковые связи.

С этих же позиций проанализировано влияние некоторых функциональных и молекулярных групп ($OH^-$, $SH^-$, $H_2O$, $NH_3$ и др.), а также влияние катионов, которые могут представлять собой одну из характерных форм существования рудных элементов. Показано, что мягкие условия координации с образованием достаточно прочных связей определяются многими факторами: природой катиона, его размерами, электронной конфигурацией, координационным числом атомов $O^м$ и $O^к$, характером деформации катионного полиэдра, координационным числом катионов, упаковочными эффектами и другими, роль которых с энергетической точки зрения примерно одинакова. При этом наибоее существенно то, что поляризация катионных полиэдров, как и анионных, при образовании трехмерных структур не локализуется только на данном полиэдре, а распространяется на соседние катионные и анионные (с затуханием на втором—третьем соседе) группировки, существенным образом изменяя в них распределение электронной плотности и индивидуальные геометрические параметры. Поэтому, хотя сами связи Me—O и Si—O могут сильно различаться по прочности, первые всегда прочнее вторых, их поляризация благодаря передаточному механизму оказывается сопоставимой и они могут примерно одинаково влиять на суммарную устойчивость всей системы. Катионы не только компенсируют общий заряд, но и способствуют стабилизации системы благодаря образованию дополнительных каналов сброса избыточного заряда с повышением координационного числа атомов кислорода и реализации более мягких условий коор-

динации с уменьшением разброса индивидуальных длин связей и валентных углов.

Предложенный анализ позволяет в терминах сродства и взаимного влияния молекулярных групп конечных размеров описать статический эффект электронных и геометрических перестроек при образовании равновесных структур, давая тем самым важную информацию о возможных внутренних механизмах дифференциации силикатных систем и поведении в них петрогенных и рудных элементов. Учет кинетических особенностей указанных взаимодействий требует перехода как к более строгому физическому описанию, так и к более адекватному моделированию реальных ситуаций.

Рассмотренные подходы, несомненно, являются только первым шагом к построению количественной модели обобщенной силикатно-флюидной рудообразующей системы. Вместе с тем уже в таком виде их целесообразно учитывать при исследовании особенностей поведения петрогенных и рудных элементов в природных эндогенных системах, которые развиваются по гетерохимическому принципу. К ним относятся магматические системы, а также гидротермально-метасоматические, связанные с постмагматическими процессами и сопряженные с различными ступенями ретроградного метаморфизма. Важными в данном случае являются те закономерности эволюции указанных систем, которые выражаются в обогащении кремнеземом последовательных продуктов дифференциации силикатного вещества и образовании высококремниевых или собственно кварцевых внутренних зон метасоматических колонок, а также преимущественно в рассеянии и концентрации рудных элементов. В определенных вариантах разрабатываемые подходы могут быть использованы и при исследовании изохимических систем — собственно метаморфических. Однако здесь необходимо иметь в виду преимущественно силикатную составляющую и учитывать, что наиболее характерной особенностью метаморфических процессов является именно изохимическое преобразование силикатов и трансформация рудного вещества.

В заключение отметим, что рассмотренные в настоящей работе закономерности эволюции эндогенного вещества затрагивают только небольшой круг вопросов этой проблемы. Нами была предпринята лишь попытка подойти в историческом плане к пониманию некоторых особенностей поведения петрогенных и рудных элементов в процессах дифференциации вещества, обусловленных различными природными механизмами, с особым вниманием к ударным событиям. Различные механизмы обеспечивали свои специфические закономерности дифференциации эндогенного вещества, возникновения, эволюции и взаимодействий силикатных, флюидных и силикатно-флюидных систем и связанных с ними особенностей преобразования, перераспределения и модификации рудогенных компонентов. Каждый последующий эволюционный этап в той или иной мере наследовал отдельные характерные для предшествующего этапа черты дифференциации вещества. Геологическая история Земли, с нашей точки зрения, начиналась с этапа ударной дифференциации вещества. Этот этап, по крайней мере на своих завершающих стадиях, во многом определил дальнейшую судьбу планеты. Именно уже в те далекие времена была сформирована петрохимически и геохимически неоднородная протокора, запущены механизмы направленной дифференциации силикатных и силикатно-флюидных систем по фундаментальному принципу прогрессирующей силификации и созданы предпосылки для зарождения и развития первичных источников рудного вещества, мобилизации и концентрации рудных элементов.

## Литература


1. *Барсуков В.Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. 1985. N 1. С. 3—19.
2. *Белов Н.В.* Очерки структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
3. *Герасимов М.В., Мухин Л.М., Диков Ю.И., Рехарский В.И.* Механизм ранней дифференциации Земли // Вестн. АН СССР. 1985. N 9. С. 10—25.
4. *Диков Ю.П., Брытов А.И., Ромашенко Ю.Н., Долин С.П.* Особенности электронного строения силикатов. М.: Наука, 1979. 126 с.
5. *Долин С.П., Диков Ю.П., Рехарский В.И.* Некоторые закономерности структурной химии силикатов: Анализ стерических искажений в $МЦ_l—X_k$ в рамках выбранной теории гетеролигануальных систем // Геохимия. 1988. N 4. С. 512—524.
6. *Казенас Е.К., Чижиков Д.М.* Давление и состав пара над окислами химических элементов. М.: Наука, 1976. 342 с.
7. *Лаверов Н.П.* Тенденция в освоении ресурсов и некоторые особенности металлогении урана // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 69—81.
8. *Лазарев А.И., Щеголев Б.О., Смирнов М.Б., Долин С.П.* Квантовая химия молекулярных систем и кристаллохимия силикатов. Л.: Наука, 1988. 72 с.
9. *Левин А.А., Клегина А.П., Долин С.П., Дьячков П.И.* Электронноколебательная теория гетеролигандных молекул: взаимное влияние лигандов, изомеры и изомеризация // Строение молекул и химическая связь. М.: Наука, 1985. С. 67—82.
10. Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 439 с.
11. *Рехарский В.И., Диков Ю.П., Хитров В.Г.* Зависимость накопления химических элементов в магматических дифференциатах в зависимости от структуры силикатного фона // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 182—189.
12. *Рехарский В.И., Диков Ю.П., Мухин Л.М., Герасимов В.М.* Геоэтапы и эндогенное рудное вещество // Геология руд. месторождений. 1988. N 5. С. 25—35.
13. *Смирнов В.И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. N 3. С. 3—17.
14. *Смирнов В.И.* Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1975. N 4. С. 10—16.
15. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
16. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 3—10.
17. *Флоренский К.П.* О начальном этапе дифференциации вещества Земли // Геохимия. 1965. N 8. С. 909—917.
18. Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. 338 с.
19. *Dikov Yu.P., Rekharsky V.I., Gutzev G.L.* et al. Model investigation of electronic structure of some silicate clasters by DVM—$X_L$ // Phys. and Chem. Miner. 1986. Vol. 13, N 1. P. 48—60.
20. *Gibbs G.V.* Molecules of models for bonding in silicates // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 5/6. P. 421—450.
21. *Mukhin L.M., Gerasimov M.V., Safonova E.N.* The genesis of predecessors of organic molecules during evaporization of meteorites and igneous rocks // The science of the USA. 1989. Vol. 340. P. 46—48.
22. *Rekharsky V.I., Dikov Yu.P., Dolin S.P., Levin A.A.* Geochemical and quantum-chemical aspects of the redictribution of some elements in the endogenic silicate systems // Proc. Sixth Quadrennial IAGOD Symp. Stuttgart, 1984. P. 409—413.
23. *Ryabchikov I.D.* Modilization of ore metals by supercritical fluids from crystallizing magmas. Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressutes // Phys. and Chem. Earth. 1981. Vol. 13/14. P. 529—536.

УДК 551.14:553.2:552.11

*И.Д. Рябчиков, Г.П. Орлова*

# Мантийные флюиды и эволюция процессов рудообразования

Геохимические характеристики мантии эволюционировали в ходе геологической истории. Минералогические, геохимические, изотопные и другие исследования мантийных ксенолитов показывают, что гетерогенность мантии во многих регионах мира проявляется аналогично, отражая многократность событий, сопровождающихся деплетированием конвектирующей мантии в отношении несовместимых элементов и образованием в литосфере и, возможно, в более глубоких зонах резервуаров, обогащенных этими компонентами [4].

Подобные процессы предполагают миграцию в мантии высокоподвижной фазы, экстрагирующей резко несовместимые элементы (U, Th, K, P, легкие редкие земли и др.) и обусловливающей их отделение. Расчеты баланса масс показывают, что по сравнению с твердой мантией количество подвижной фазы должно быть очень невелико. В присутствии летучих компонентов такой средой может быть высокоплотный газ или надкритическая фаза, по составу переходная между преимущественно водным флюидом, силикатной магмой с большим содержанием летучих и карбонатитовым расплавом [8, 18, 21].

Высокоплотные флюиды могут играть важную роль и в эволюции процессов рудообразования, особенно применительно к месторождениям, связанным с мантийными источниками. Поэтому мы рассмотрим состав флюидов, находящихся в равновесии с мантийными минеральными ассоциациями, их способность транспортировать редкометальные и рудные элементы и их возможное влияние на формирование скоплений рудных компонентов в определенных частях мантии, а также их роль в эволюции рудогенерирующих процессов в ходе геологического времени.

Для оценки масштабов глубинных процессов с участием флюидов необходимо в первую очередь иметь информацию о содержаниях летучих компонентов в верхней мантии и о молекулярном составе образуемых ими соединений.

## Количество летучих компонентов в мантии

Мантийные ксенолиты представляют собой наиболее доступный для геохимического изучения вид подкорового вещества, но прямые их анализы на летучие составляющие не могут привести к решению поставленной задачи. Это связано с весьма неоднородным распределением рассматриваемых компонентов (спорадическое появление в мантийных породах водных силикатов, карбонатов, апатита и др.), а также с нередко наблюдаемой измененностью мантийных нодулей вторичными процессами. Более обещающими в этом плане являются содержания летучих в магмах мантийного происхождения. В частности, к настоящему времени накоплен обширный материал по содержаниям воды в закаленных базальтовых стеклах подводных излияний. Последние работы наглядно продемонстрировали поведение воды как сильно несовместимого элемента, обнаруживающего особенно хорошие корреляции с легкими РЗЭ [16]. Эта корреляция позволяет оценить содержания воды в истощенной мантии типа источника базальтов срединных океанических хребтов как 100—250 г/т, а для примитивной мантии эти величины должны быть в 2—3 раза выше (200—800 г/т).

Вследствие значительно более низкой растворимости $CO_2$ в базальтовых

магмах по сравнению с $H_2O$ оценки концентраций в мантии соединений углерода представляют более трудную задачу, поскольку их содержания в базальтовых стеклах могут быть искажены частичной дегазацией в промежуточных магматических камерах. Соотношения $CO_2/H_2O$ в базальтовых стеклах дают оценки содержаний соединений углерода в пересчете на $CO_2$ в истощенной мантии — 30—100 г/т, а для примитивной мантии — 100—200 г/т. Несмотря на то что эти величины основаны на максимальных значениях $CO_2/H_2O$, они могут оказаться несколько заниженными.

Даже при полученных низких оценках средних содержаний летучих компонентов в рамках фазовой диаграммы системы лерцолит—$H_2O$—$CO_2$ существуют пересекаемые геотермами поля устойчивости флюидной фазы [5]. В пределах этих полей нестабилен либо амфибол, либо карбонат, либо обе эти фазы, а температуры недостаточно высоки, чтобы началось плавление. Последнее условие связано с тем, что расплав полностью растворит небольшие количества летучих соединений, присутствующих в мантии. Реакции карбонатизации и гидратации могут иметь результатом формирование зон, обогащенных либо $CO_2$, либо $H_2O$. Сходный эффект могут оказывать и окислительно-восстановительные процессы с формированием графита или алмаза. Значительно более существенные количества летучих соединений могут вовлекаться в мантийные процессы вдоль зон субдукции или в вышележащем мантийном клине, где карбонатизированные и гидратированные коровые породы транспортируются в пределы больших глубин.

## Летучести кислорода в мантии и их влияние на молекулярный состав мантийных флюидов

Степень окисленности мантийных пород оказывает существенное влияние на молекулярный состав равновесных с ними флюидов: в относительно окислительных условиях преобладают $H_2O$ и $CO_2$, в восстановительных условиях будет устойчива смесь $H_2O$ и $CH_4$, а при чрезвычайно низких летучестях кислорода ($f_{O_2}$) должна образоваться смесь $CH_4$ и $H_2$. При высоких давлениях поля стабильности $CO_2$ или карбонатов отделены от поля флюидов с заметными концентрациями $CH_4$ интервалом существенно водных флюидов, сосуществующих с графитом или алмазом.

Среди различных методов оценки $f_{O_2}$ в мантии в последние годы нашел широкое применение термодинамический анализ равновесия

$$2Fe_3O_4^{Sp} + 6FeSiO_3^{Opx} = 6FeSiO_4^{Ol} + O_2,$$

для которого рассчитываются активности железистых компонентов с учетом составов твердых растворов оливина, ортопироксена и шпинели. Для шпинелевого твердого раствора предложен целый ряд термодинамических моделей [9, 19]. Несмотря на различия выдвинутых подходов, эти методы дают сходные результаты для активностей магнетитового компонента. Оценки летучестей кислорода на основе большого числа анализов сосуществующих минералов из шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов из различных регионов показывают, что, несмотря на колебания рассчитанных величин в пределах ±2—3 лог. ед. от уровня кварц-фаялит-магнетитового буфера (*QFM*), они никогда не достигают полей устойчивости флюидов с заметными содержаниями $CH_4$. Окисленный состав флюидов в самых верхних мантийных горизонтах согласуется с обычно наблюдаемыми в минералах шпинелевых лерцолитов микровключениями высокоплотной $CO_2$. Имеются также данные о присутствии более крупных (до нескольких сантиметров) сегрегаций углекислого флюида в некоторых частях верхней мантии.

Наблюдаемые вариации оцененных для мантийных перидотитов значений $f_{O_2}$ обнаруживают определенные закономерности. Наиболее высокие $f_{O_2}$ характерны для магматических мантийных кумулатов и метасоматизированных пород, следовательно, трехвалентное железо селективно экстрагируется магмами и флюидами.

Мантийные зоны, лежащие ниже шпинелевой и гранит-шпинелевой фаций, в отношении значений $f_{O_2}$ изучены менее детально. Равномерное распределение Ni в мантийных оливинах, включая микрокристаллические включения в алмазах, показывает, что мантийные породы были далеки от равновесия с железо-никелевой металлической фазой, поскольку в противном случае металлический сплав должен был бы интенсивно экстрагировать Ni, а при этом даже небольшие вариации $f_{O_2}$ привели бы к сильным скачкам концентраций Ni в силикатах. Чрезвычайно редкие находки бедного Ni металлического железа и муассанита (SiC) в мантийных породах представляются результатом чрезвычайно локализованных отклонений от генеральной линии окислительно-восстановительных условий.

Определенная информация о степени окисления глубинных частей верхней мантии может быть получена с учетом состава сульфидных включений в алмазах [1]. Выявляется, что контролирующие их $f_{O_2}$ близки к границе полей магнезита и алмаза. Подтверждением этого является находка магнезита в ассоциации с оливином и ортопироксеном в виде микровключения в одном из якутских алмазов [15].

Все эти факты показывают, что вплоть до основания континентальной литосферы углерод и водород в мантии должны присутствовать главным образом в окисленных формах. Это также согласуется с обнаружением в природных алмазах богатых летучими микровключений с высокими содержаниями воды и карбонатов, но не метана [23]. Преимущественно окислительный характер мантийных флюидов играет определяющую роль в их способности перераспределять петрогенные, примесные и рудные элементы.

## Силикатные компоненты во флюидах, равновесных с перидотитами

Растворение петрогенных компонентов во флюиде наглядно иллюстрируется рис. 1, где показаны некоторые закалочные фазы, выпадающие из флюида при быстром охлаждении в экспериментах со шпинелевым лерцолитом и водно-углекислой (10 мол.% $CO_2$) смесью при 900° С, 20 кбар. Электронно-микроскопическими методами диагностированы радиально-лучистые агрегаты аморфной кремнекислоты (см. рис. 1, *а*). Такая форма $SiO_2$ характерна для гелеобразных структур, образующихся при резком охлаждении надкритического раствора, количество аморфной массы свидетельствует о значительном содержании кремнекислоты во флюиде. Закалочная слюда (см. рис. 1, *б*) имет близкие к правильным кристаллографические очертания и содержит Mg, Al, Si, Ca, Ti, Fe, растворимые в $H_2O$—$CO_2$ газе.

Растворимости силикатных компонентов в воде и водно-углекислых флюидах при давлениях и теператураx, характерных для верхней мантии, приведены в ряде публикаций [6, 7, 13, 14, 24, 27]. Некоторые результаты прямого измерения количества силикатных компонентов в водно-углекислом флюиде, сосуществующем с мантийными породами, приведены в таблице. Сравнивая экспериментальный материал с данными М. Шнейдера и Д. Эгглера [24], следует отметить удовлетворительную согласованность количественных соотношений окислов при различающейся на порядок величине общей минерализации водно-углекислых флюидов. По нашим данным, суммарные растворимости силикатных компо-

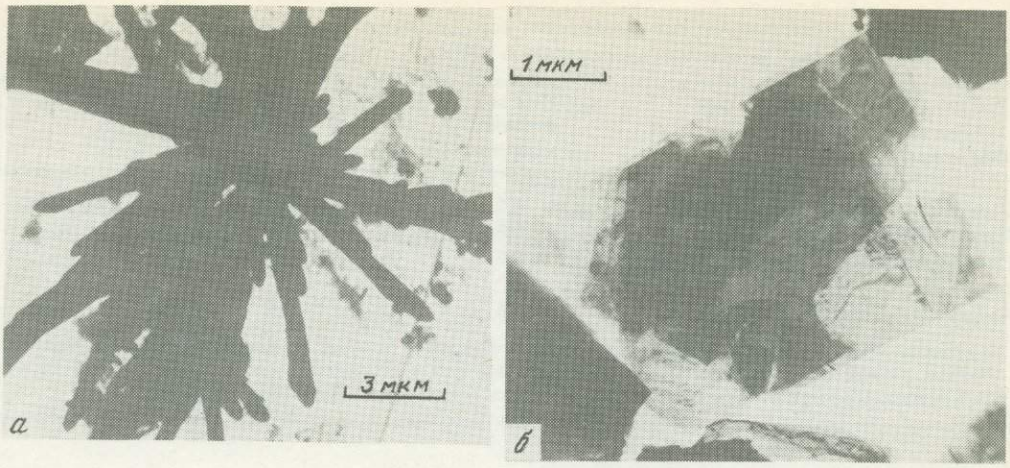



*Рис. 1.* **Аморфные радиально-лучистые агрегаты (*а*) и кристаллы слюды (*б*) под электронным микроскопом в суспензии сухого остатка водно-углекислого флюида, взаимодействующего со шпинелевым лерцолитом при $T=900°$ С, $P=20$ кбар**

нентов в чисто водных высокоплотных флюидах и в присутствии до 10 мол.% $CO_2$ имеют сравнимые значения, увеличиваются с давлением, достигая при 20 кбар не менее 10 мас.% в пересчете на воду при нормальных условиях. На примере системы $MgO—SiO_2—H_2O$ было показано, что содержания кремнекислоты во флюиде достигают при высоких температурах и давлениях весьма больших значений (~35 мас.% при 30 кбар, 1 100° С), в то время как растворимость форстерита остается низкой [10]. Еще более высокие концентрации, чем для $SiO_2$, были обнаружены для щелочных силикатов и алюмосиликатов во флюидах, равновесных с омфацитовыми пироксенами и слюдами [6].

Имеющиеся экспериментальные данные показывают, что в определенном интервале глубин может происходить интенсивное выпадение некоторых компонентов из поднимающихся флюидов. Это следует из экспериментально установленного максимума растворимости натриевых алюмосиликатов в зависимости от давления, обусловленного фазовым переходом в кристаллическом состоянии с большим объемным эффектом (альбит + нефелин→ жадеит для Na). Зоны в мантии, где $P$ и $T$ соответствуют фазовым переходам, наиболее благоприятны для осаждения таких компонентов из флюидов при снижении давления. Оценки давлений, при которых происходит переход щелочей из менее плотных (полевые шпаты, амфиболы, слюды) в более плотные (жадеитовый компонент и калиевый аналог жадеитового минала в клинопироксенах), показали, что в самых верхних горизонтах мантии можно ожидать образования метасоматизированного субстрата с повышенным содержанием Na, тогда как калий будет концентрироваться на бóльших глубинах, возможно, в основании континентальной литосферы. Высокие валовые растворимости силикатных компонентов во флюидах, равновесных при высоких температурах и давлениях с содержащими щелочи минералами (например, ~50% в разрезе флогопит—форстерит—вода при 30 кбар и 1 100° С [6]), показывают, что при давлениях выше 30 кбар в подобных системах могут существовать конечные критические точки, выше которых с повышением температуры будет наблюдаться постепенный переход водных флюидов в водно-силикатные расплавы. В частности, критическая конечная точка была обнаружена в системе $CaO—SiO_2—CO_2—H_2O$ при давлении в интервале 30—35 кбар [14]. Чрезвычайно концентрированные водно-силикатные "рассолы" были обнаружены в микровключениях в природных алмазах [23], которые также, по-видимому, представляют собой надкритические фазы в переходной области.

**Условия экспериментов при растворении пород и состав сухого остатка водно-углекислого флюида (в мас. % окислов, приведенных к 100%)**

| Порода | $H_2O$ во флюиде, мол. дол. | $P$, кбар | $T$, °С | $SiO_2$ | $TiO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Слюдистый шпинелевый лерцолит | 0,5 | 4,5 | 900 | 71,9 | Не обн. |
| Шпинелевый* лерцолит [13] | 0,9 | 20 | 900 | 44—61 | 0,6 |
| Синтезированный флогопит+энстатит+форстерит [24] | 0,9 | 20 | 1100 | 64,8 | — |
| Амфиболовый перидотит [24] | 0,8 | 15 | 900 | 69,9 | 1,6 |

* Приведены пределы разброса оценок содержания окислов в опытах; расхождения вызваны главным образом разной представительностью минеральных фаз в исходной навеске породы около 10 мг.
*Примечание.* Прочерк означает отсутствие элемента в исходном мантийном веществе.

Возможность постепенных переходов между богатыми водой силикатными магмами и водными флюидами подчеркивается также аналогиями между закономерностями растворимости силикатов в водном флюиде и строением ликвидусных диаграмм систем силикат—вода. Так, например, и энстатит, и флогопит плавятся инконгруэнтно и для них характерна инконгруэнтная растворимость в воде. С другой стороны, форстерит и плавится, и растворяется в воде конгруэнтно. Более сильное взаимодействие с водой алюмосиликатов щелочей по сравнению с менее полимеризованными бесщелочными силикатами подтверждается как ярче выраженным снижением температур плавления каркасных силикатов в присутствии водного пара, так и более высокой растворимостью их во флюидной фазе.

Влияние восстановительных условий на взаимодействие флюидов с силикатами можно проследить по экспериментальным данным работ [27, 28]. Было показано, что растворимости при высоких давлениях флюидов метанового или метан-водородного состава в силикатных расплавах значительно ниже, чем растворимости воды и двуокиси углерода. Учитывая аналогию ликвидусных и флюидно-минеральных равновесий, можно заключить, что растворимость силикатов в богатых метаном флюидах будет тоже очень низкой. Этот вывод согласуется также со свойствами метана как неполярного растворителя. В работе [27] было найдено, что $CH_4$ растворяется в расплавленных силикатах частично в форме окисленных молекул с одновременным восстановлением части двуокиси кремния в монооксись. При декомпрессии, однако, подобные расплавы выделяют $CH_4 + H_2$ с небольшой примесью окисленных соединений.

В целом можно заключить, что сильно восстановительные условия должны привести к расширению разрыва между составами флюидов и расплавов, и, следовательно, критические конечные точки не будут достигнуты даже при очень высоких давлениях. Следует также отметить, что солидусные температуры в системах с восстановленными флюидами значительно повышаются по сравнению с параметрами плавления в присутствии $H_2O$ [28], и это должно привести к значительно более широким полям $P$—$T$ параметров, в пределах которых восстановленные флюиды могут существовать в верхней мантии, по сравнению с более окислительными условиями.

| $Al_2O_3$ | FeO | MgO | CaO | BaO | $K_2O$ | $Na_2O$ | Суммарная растворимость, мас. % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 7,2 | 2,2 | 3,6 | 2,2 | 2,2 | 10,8 | Не обн. | 2,8 |
| 37,7—20,3 | 2,7—0,7 | 11,3—4,1 | 7,0—8,7 | Не опр. | 6,1—8,2 | 5,5—4,1 | 13,2—6,1 |
| 17 | — | 3,5 | — | — | 14,7 | — | 1 |
| 8,9 | 3,2 | 7,9 | 2,4 | — | 1,7 | 4,4 | 0,5 |

## Подвижность редких и рудных элементов в мантийном флюиде

Было также найдено, что водные флюиды, сосуществующие с омфацитовыми клинопироксенами и слюдами при высоких давлениях, характеризуются агпаитовым характером растворенного силикатного материала [$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 > 1$]. С ростом давления щелочность флюидной фазы становится все более подчеркнутой. Этот вывод подтвержден изучением разрезов жадеит—диопсид—$H_2O$ [10] и жадеит—санидин—$H_2O$. В последнем в присутствии избытка $H_2O$ вместо санидина появляется мусковит, откуда вытекает, что во флюиде $(Na + K) > Al$.

Учитывая, что надкритические флюиды при параметрах глубинных зон мантии могут быть связаны постепенными переходами с силикатными расплавами, а в присутствии $CO_2$ и с карбонатными расплавами, мы можем отметить, что при высоких давлениях силикатные и карбонатные жидкости, равновесные с мантийными минеральными парагенезисами, могут иметь высокощелочной характер. Так, расширение с давлением поля граната приводит к тому, что при 50 кбар и 1450° С из расплава базанитового состава кристаллизуется около 50% этой твердой фазы, остаточная жидкость содержит ~7,15% $K_2O$, молекулярное отношение $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ приближается к 1,6.

Карбонатные расплавы, равновесные с лерцолитовой фазовой ассоциацией, также характеризуются высокой щелочностью. Так, по данным работ [11, 29], карбонатные расплавы, сосуществующие с оливин-двупироксеновым парагенезисом (±амфибол, ±гранат), при наличии обычных для мантии концентраций $Na_2O$ в клинопироксене содержат большие количества карбоната натрия. Учитывая высокую растворимость $Na_2CO_3$ в воде, мы должны ожидать, что при добавлении к подобным системам $H_2O$ будет наблюдаться переход к высокощелочным флюидам.

С ростом давления выход натрия в силикатные, карбонатные расплавы, как и в водные флюиды (см. выше), снижается вследствие стабилизации жадеитового компонента в клинопироксене. В этих условиях повышается удельный вес калиевой щелочности.

Высокая щелочность мантийных флюидов должна иметь важные геохимические последствия, так как щелочные флюиды могут транспортировать высокозарядные элементы (Ti, Nb, Ta, Sn, W, P и др.), а также сульфиды халькофильных металлов в форме гидросульфидных комплексов. Заметная растворимость NiS и CuS в водных флюидах, сосуществующих с омфацитовым клинопироксеном при 600—900° С, 20 кбар, была подтверждена нами экспериментальными изме-

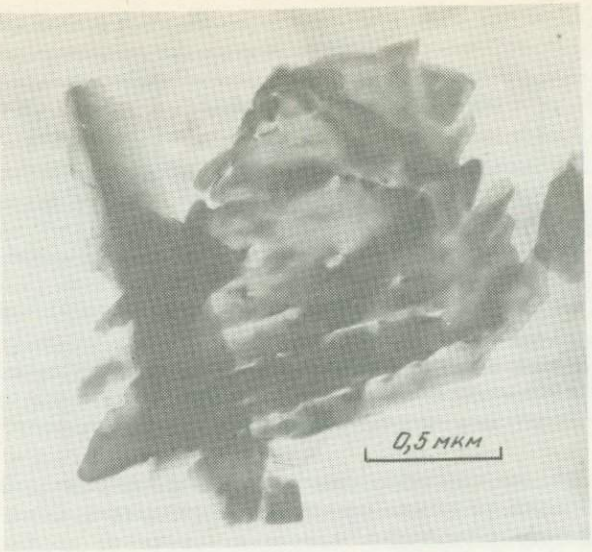



*Рис. 2.* **Закалочный апатит в виде дендритов в опытах при взаимодействии брусковидных кристаллов апатита и шпинелевого лерцолита с водно-углекислым флюидом при $T=900°$ С, $P=20$ кбар**

рениями [12]. Имеются также данные о высокой растворимости олова в подобных водных флюидах, сосуществующих с расплавами толеитового базальта [17].

В опытах с мантийным веществом и водно-углекислой смесью при 20 кбар и высоких температурах качественно установлена растворимость апатита. На рис. 2 показаны дендриты закалочного апатита в сухом остатке флюида. В исходном апатите отсутствуют кристаллы подобной морфологии. Следует отметить, что обогащенность многими высокозарядными элементами (Ti, Zr и др.) характерна для лампроитовых магм.

Многие особенности флюидов, равновесных при высоких $P$ и $T$ с мантийными минеральными ассоциациями, которые вытекают из приведенного обзора экспериментальных данных, были выявлены в составе микровключений в алмазах с окрашенными оболочками из Заира и Ботсваны [23]. С использованием ионного микрозонда и инфракрасной спектроскопии в микровключениях установлены присутствие высоких концентраций $K_2O$, большой избыток щелочей по отношению к Al, низкое содержание MgO (можно упомянуть в связи с этим малую растворимость форстерита в экспериментах), заметных количествP и Ti, а также окисленного углерода в форме $CaCO_3$. Последнее обстоятельство выявляется также экспериментами в системе лерцолит—$H_2O$—$CO_2$ при 20 кбар и 900° С. Закалочный материал в продуктах этих опытов содержит заметные количества кальцита, хотя первичные карбонаты неустойчивы в равновесии с лерцолитом при заданных температуре, давлении и мольной доле $CO_2$ ($X_{CO_2} \sim 0{,}1$), в то время как при более высоких $X_{CO_2}$ стабилен доломит, а не кальцит. Все это показывает, что высокощелочные флюиды могут содержать при высоких давлениях и температурах довольно большие количества $CaCO_3$, в то время как равновесные концентрации молекулярной $CO_2$ в высокобарической области должны быть низкими [5].

Интересной особенностью флюидов, захваченных природными алмазами, являются очень высокие отношения легких и тяжелых РЗЭ, которые сравнимы с редкоземельными спектрами лампроитов и кимберлитов [23]. Если мы допустим, что эти флюиды находились в равновесии с обычными мантийными минералами, то различия между коэффициентами распределения легких и тяжелых РЗЭ должны быть значительно большими, чем для силикатных расплавов или бесщелочных

флюидов [25]. Все это демонстрирует потенциальную важность высокощелочных флюидов для геохимической дифференциации мантии, поскольку очень крутые хондритонормализованные редкоземельные спектры, типичные для лампроитов и некоторых перидотитовых нодулей [26], труднообъяснимы на основе известных значений коэффициентов распределения для гранатов и клинопироксенов.

Таким образом, экспериментальные исследования и изучение обогащенных летучими микровключений в алмазах показывают, что глубинные флюиды имеют щелочную природу и поэтому траспортируют рудные металлы и редкометальные высокозарядные элементы. Следует отметить принципиальное различие флюидного массопереноса рудных компонентов в коре и мантии. При умеренных давлениях и преобладающих в земной коре метапелитах и кислых магматитах высокотемпературные надкритические флюиды характеризуются, как правило, сильнокислотными свойствами, вследствие чего мобилизация металлов происходит в форме галоидных соединений [2, 3]. Флюидная транспортировка рудных элементов в мантии обусловлена, однако, щелочным химизмом водных растворов. Галогены, конечно, присутствуют среди летучих в мантии, но их вклад в процессы транспортировки рудного вещества относительно невелик.

## Эволюция редкометальных характеристик верхней мантии

Агпаитовый характер мантийных флюидов-расплавов и отчетливо проявленная барическая зависимость их щелочности являются важными предпосылками перераспределения рудных компонентов в подкоровых зонах. Вследствие снижения щелочности при падении давления многие рудные элементы будут уходить из флюида при его восходящем движении в твердые фазы. По-видимому, этот процесс идет особенно интенсивно в основании континентальной литосферы, где достигается предельная растворимость $K_2O$ в клинопироксенах, и, следовательно, мы попадаем в поле устойчивости собственных минералов калия. Здесь, по всей вероятности, широко проявлены реакции флогопитизации с израсходованием наиболее высокоглиноземистой фазы лерцолитов — граната, сопровождаемые снижением щелочности и уходом из флюида многих редкометальных компонентов. На этих глубинах (200 км) формируются, по-видимому, многочисленные участки обогащенной мантии, служащие источником лампроитов и слюдистых кимберлитов, а также ряда других типов магм щелочного семейства.

Другим интервалом глубин, к которому должно быть приурочено интенсивное выделение растворенных компонентов из восходящих флюидов, являются самые верхние мантийные горизонты, начиная с глубин порядка 50—60 км. Причиной этого является достижение с падением давления поля устойчивости амфибола, в который из флюида переходит наиболее эффективный растворитель — вода. Не исключено, конечно, формирование зон обогащенной мантии и на промежуточных глубинах.

Вовлечение участков мантии с повышенными концентрациями редкометальных или халькофильных элементов в процессы частичного плавления может явиться ведущим фактором, определяющим металлогеническую специализацию первичных щелочно-базальтоидных или толеитовых магм. Их кристаллизация после внедрения в земную кору, сопровождаемая в благоприятных условиях глубокой химической дифференциацией вещества, приводит к формированию рудных месторождений.

Рассматривая возможную роль существенно водных флюидов как непосредственных транспортеров рудных компонентов из подкоровых горизонтов в близповерхностные зоны, приходится заключить, что она представляется проблематичной. Действительно, проникновению из мантии значительных масс флюидов подобного состава препятствует уже упоминавшаяся стабильность амфибола в самых

верхних частях этой оболочки, приводящая к дегидратации восходящих газов и как следствие к резкому снижению их способности к массопереносу. Флюиды, пересекающие границу мантии и земной коры, представлены главным образом плотной двуокисью углерода, в которой, в частности, по последним экспериментальным данным [20], очень низка растворимость самария. Главным механизмом переноса рудных веществ из глубинных источников в верхние горизонты является поступление в земную кору обогащенных летучими магм, генерируемых в верхней мантии.

Флюидная миграция в мантии контролирует глобальную дифференциацию редкометальных несовместимых элементов. Транспортировка флюидов из конвектирующей мантии в вышележащие литосферные плиты, вероятно, является главной причиной наблюдаемой геохимической дифференциации в мантийных резервуарах с образованием деплетированных источников магм типа MORB и обогащенных участков континентальной литосферы. Эти процессы привели к отделению резко несовместимых элементов путем миграции флюидов, начавшейся в раннем архее. Это следует из положительных значений $\varepsilon_{Nd}$ для архейских коматиитов и из отчетливого обогащения рассеянными элементами гранатов, включенных в алмазы с возрастом более 3000 млн лет (модельный неодимовый возраст). Эти наблюдения также показывают, что образование обогащенных блоков в нижних частях континентальной литосферы началось на ранних этапах истории Земли.

Подчеркнутая выше агпаитность мантийных флюидов делает их очень вероятными предшественниками в процессе генерирования щелочных магм. Если принять рассмотренные доказательства того, что дифференциация путем флюидной миграции началась в раннем архее, то возникает вопрос: почему щелочной магматизм и связанное с ним отложение минералов относятся только к протерозою. Возможно, что локальные концентрации щелочей и несовместимых элементов существовали в мантии гораздо раньше протерозойского этапа, но они часто разрушались термической эрозией, вызванной коматиитовым магматизмом. Аккумуляция обогащенного материала в литосфере и понижение магматической активности обусловили появление щелочного магматизма, что отметило важную веху в эволюции рудообразования.

## Литература


1. *Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н.* Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 3. С. 300—310.
2. *Зотов А.В., Варьяш Л.Н., Кудрин А.В., Левин К.А.* Формы переноса рудных элементов гидротермальными растворами // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 115—140.
3. *Рябчиков И.Д.* Мобилизация рудного вещества мантийными и коровыми флюидами // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 89—103.
4. *Рябчиков И.Д.* Процессы эндогенной геохимической дифференциации и источники рудного вещества // Геология руд. месторождений. 1989. N 1. С. 26—31.
5. *Рябчиков И.Д.* Соединения углерода в условиях верхней мантии // Геохимия. 1989. N 11. С. 1539—1546.
6. *Рябчиков И.Д., Беттчер А.Л.* Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких температурах и давлениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 3. С. 56—62.
7. *Рябчиков И.Д., Маккензи В.С.* Растворимость жадеита в воде при 20 и 30 кбар // Там же. 1985. N 8. С. 125—128.
8. *Рябчиков И.Д., Бейкер М., Уайли П.Дж.* Фосфатоносные карбонатитовые расплавы, равновесные с мантийными лерцолитами при 30 кбар // Геохимия. 1989. N 5. С. 725—729.
9. *Рябчиков И.Д., Уханов А.В., Ишии Т.* Окислительно-восстановительные равновесия в ультраосновных породах из верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции // Там же. 1985. N 8. С. 1100—1123.
10. *Рябчиков И.Д., Шраер В., Абрахам К.* Состав флюидов в разрезах форстерит—кремнезем—вода и жадеит—диопсид—вода при параметрах верхней мантии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 5. С. 13—17.
11. *Рябчиков И.Д., Брай Г., Когарко Л.Н., Булатов В.К.* Парциальное плавление лерцолита

при 50 кбар // Геохимия. 1989. N 1. С. 3—9.
12. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е.* и др. Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 2. С. 437—440.
13. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е.* и др. Взаимодействие шпинелевого лерцолита с водно-углекислым флюидом при 20 кбар, 900° С // Геохимия. 1989. N 3. С. 385—392.
14. *Boettcher A.L., Wyllie P.J.* The system CaO—$SiO_2$—$CO_2$—$H_2O$. Second critical end-point on the meeting curve // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33, N 5. P. 611—632.
15. *Bulanova G.P.* Compositional evolution of syngenetic inclusions of ultrabasic association in Yakutian diamonds // Fourth Intern. Kimberlite Conf.: Extended Abstr. Perth, 1986. P. 371—373.
16. *Dixon J.E., Stolper E., Delaney J.R.* Infrared spectroscopic measurements of $CO_2$ and $H_2O$ in Juan de Fuca Ridge basaltic glasses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90, N 1. P. 87—104.
17. *Durasova N.A., Barsukov V.L., Slutsky A.B.* Tin in fluid-melt interaction under mantle conditions // Hydrothermal Reaction: Third Intern. Symp. Progr. and Abstr. Moscow: Nauka, 1989. P. 75.
18. *Hunter R.H., McKenzie D.* The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 92, N 3/4. P. 347—356.
19. *Mattioli G.S., Wood B.J.* Upper mantle oxygen fugacity recorded by spinel-lherzolites // Nature. 1986. Vol. 322. P. 626—628.
20. *Meen J.K., Eggler D.H., Ayers J.C.* Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in $CO_2$-rich fluids at mantle condition // Ibid. 1989. Vol. 340, N 6231. P. 301—303.
21. *Menzies M., Rogers N., Tindle A., Hawkesworth C.* Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotite, an effect of astenosphere—lithosphere interaction // Mantle metasomatism. 1987. P. 313—361.
22. *Nakamura Y., Kushiro I.* Composition of gas phase in $Mg_2SiO_4$—$SiO_2$—$H_2O$ at 15 kbar // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1973/1974. Vol. 73. P. 255—258.
23. *Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G., Wasserburg G.* Mantle-derived fluids in diamond microinclusions // Nature. 1988. Vol. 335, N 6193. P. 784—789.
24. *Schneider M.E., Eggler D.H.* Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implications for mantle metasomatism // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 5. P. 711—724.
25. *Shimizu N., Richardson S.H.* Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotite-suite diamonds // Ibid. 1987. Vol. 51, N 3. P. 755—758.
26. *Song Y., Frey F.A.* Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implication for subcontinental mantle heterogeneity // Ibid. 1989. Vol. 53, N 1. P. 97—113.
27. *Taylor W.R., Green D.H.* The petrogenetic role of methane: Effect on liquidus phase relations and the solubility mechanism of reduced C—H—volatiles // Geochem. Soc. Spec. Publ. 1987. N 1. P. 121—138.
28. *Taylor W.R., Green D.H.* Measurements of reduced peridotite C—O—H solidus and implication for redox melting in the mantle // Nature. 1988. Vol. 332, N 6152. P. 349—352.
29. *Wallace M.E., Green D.H.* An experimental determination of primary carbonatite magma composition // Ibid. 1988. Vol. 335, N 6188. P. 343—345.

УДК 553.2:552.16

*В.И. Старостин*

# Роль расплавов в формировании рудных месторождений

В 20-е годы нашего столетия бурное развитие получила гипотеза универсальной роли рудных магм в формировании месторождений. В наиболее четком виде она была разработана и сформулирована Дж. Сперром в 1907—1923 гг. [12]. В конце XIX в. подобные взгляды высказывал Томас Белт [см. 11, 12]. Согласно этой концепции, руды и изверженные породы образовались из одной магмы, сначала породы, а затем руды в трещинах, часто сбросового типа. В частности, утверждалось, что золотоносные кварцевые жилы на Аляске постепенно переходят в пегматиты и аплиты, а последние — в различные типы роговообманково-полевошпатовых пород и все эти разности являются результатом магматической дифференциации.

Металлические руды могут отлагаться в виде изолированных кристаллов окислов и сульфидов, распределенных по изверженной породе; полос повышенной

концентрации; скоплений на контактах магматических тел с осадочными породами, в интрудируемых породах, а также в интрузивах; накоплений в трещинах.

Рудная магма действует как индивидуальная субмагма. Она интрудирует, мигрирует и распадается на специальные подтипы магм. Это представление распространяется на все породы — основные, средние и кислые.

При дифференциации родоначальной магмы ("магмации", по Дж. Сперру) возникает направленное силовое поле, аналогичное газовому давлению. Из изверженной магмы выделяются: никель — из основных магм; олово и вольфрам — из кремнекислых; медь, свинец, цинк, железо и другие металлы — из магм любого состава [12].

Как в момент появления, так и в последующее время идеи Дж. Сперра подвергались резкой критике. Даже в среде его доброжелателей концепция рудной магмы принималась с большими оговорками. Основными оппонентами были В. Лингрен, В. Эммонс, Х. Коллинз, А. Бэтман и другие, развивавшие гидротермальную гипотезу образования месторождений, ассоциирующих с кислой магмой.

В СССР идеи Дж. Сперра не получили широкого распространения, хотя ими в 1927 г. увлекался известный ученый А.Н. Заварицкий [см. 7, 11]. Дело в том, что обширные исследования 20—40-х годов выявили важную роль типичных гидротермальных растворов в формировании рудных месторождений, появлении в районах их распространения мощных и симметричных ореолов вторичных изменений и выделении конвективных гидротермальных систем. О рудной магме в связи с кислым магматизмом забыли и воспринимали ее как исторический курьез. Однако эти идеи никогда не отмирали полностью.

Накопившиеся в течение последней четверти века данные показывают, что в ее первоначальном виде идея о рудных расплавах из кислых магм вряд ли полностью верна, но модифицированный вариант этой гипотезы заслуживает внимания и дальнейшей разработки. Наметилось два генетических направления, использующих в своих моделях представления о рудных растворах—расплавах: магматическая ликвация и метаморфогенное расплавление ранее образовавшихся рудных скоплений (явление селективного плавления).

**Магматическая ликвация.** Наиболее полно с позиций рудогенеза ликвационные процессы в кислых магмах были исследованы А.А. Маракушевым [5, 6]. Им показано, что рудоносные гранитоиды на заключительных стадиях становления способны к отщеплению силекситовых расплавов и богаты литием, фтором и другими летучими компонентами. Рудные расплавы обычно отщепляются от флюидных гранитных магм в глубинных условиях и внедряются затем во вмещающие породы. При снижении давления от них отделяются гидротермальные растворы, концентрирующие кислотные компоненты и производящие интенсивное изменение окружающих пород.

Дальнейшее развитие системы определяется сложным взаимодействием рудных расплавов и гидротермальных растворов, в котором А.А. Маракушев различает две стадии: высокотемпературную (350° С) и низкотемпературную. В первую стадию — кислотного выщелачивания — происходит контрастное распределение компонентов между рудными расплавами, в которых концентрируются щелочные компоненты (в том числе $Na_2WO_3$, $Na_2MoO_4$, $Na_2SnO_3$ и др.), и равновесными с ними гидротермальными растворами, несущими кислотные компоненты.

Крупные залежи богатых руд образуются в высокотемпературную стадию в ходе консолидации флюидных силекситовых, сульфидных и других рудных расплавов, внедряющихся путем заполнения трещин или магматического замещения пород.

Переход к низкотемпературной стадии сопровождается изменением режима; происходит распад гидротермальных растворов (<350° С) на две фазы: водную полярную жидкость с щелочами Na(OH), K(OH) и др. и смесь неполярных компонентов (водород и кислотные компоненты — $H_2$, HCl, $H_2S$, $CO_2$, $N_2$ и др.).

При ликвации магм андезито-базальтового состава в приповерхностных очагах в ряде случаев обособляется расплав окислов железа (до 95% объема), содержащий небольшую (до 5%) примесь силикатных компонентов. Этот расплав может в процессе вулканической деятельности изливаться на дневную поверхность в виде магнетитовых лавовых потоков, а также образовывать субвулканические штоки и дайки, состоящие из окислов железа, в корневых частях андезитовых и базальтовых вулканических аппаратов.

Примером подобных образований являются магнетитовые лавы вулкана Лако [14, 19—21]. Этот район расположен в Центральной части Анд, в провинции Антофагаста, вблизи границы Чили с Аргентиной и Боливией, и в физико-географическом отношении представляет собой часть горной цепи с абсолютными высотами 4300—4900 м. Наиболее древними породами района являются интенсивно дислоцированные дотретичные осадочные образования, подстилающие серию вулканогенных пород верхнетретичного и четвертичного возраста. Верхнетретичные образования представлены двумя толщами: нижней, сформированной потоками андезитовой лавы, и верхней, состоящей из потоков игнимбритов риолитового состава и прослоев пирокластов (формация Альтос-де-Пико).

Следующий этап вулканической активности приходится на нижнечетвертичное время (нижний плейстоцен?) и представлен лавами и субвулканическими телами андезитового состава, слагающими отчетливо сохранившееся вулканическое сооружение. Одним из завершающих проявлений деятельности этого вулкана были излияния магнетитовой лавы. Пик Лако приурочен к месту древнего кратера, где в современную эпоху сформировалось куполовидное поднятие вследствие внедрения интрузии на глубине [21].

Как отчетливо видно на рис. 1, все известные тела магнетитового состава расположены по периферии пика Лако и в плане образуют эллипс, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении и имеет протяжение около 7 км, а короткая — в северо-восточном при длине 3 км. Известно пять магнетитовых залежей: Лако Сюр, Лако Норте, Рододос Негрос, Сан-Висенте Бахо и Сан-Висенте Альто. По форме залежи напоминают лунный серп, обращенный выпуклой стороной вниз по склону, диаметр "серпа" меняется в пределах 300—900 м. Мощность залежей около 60 м. Наблюдаются отдельные языковидные выступы. Повсеместно магнетитовые потоки залегают на андезитовых лавах, которые в зоне контакта сильно гидротермально изменены. Непосредственно у контакта породы осветлены, пиритизированы и эпидотизированы. По мере удаления от контакта степень изменения ослабевает, но отчетливо устанавливается актинолитизация, хлоритизация и эпидотизация. Поверхность рудных залежей не перекрывается более молодыми отложениями и по морфологии очень напоминает поверхность базальтовых потоков. Согласно К. Парку [19] и личным наблюдениям [14], можно выделить два типа поверхностей рудных залежей: для лав типа "аа" характерно глыбовое строение, а для типа "пахуху" — волнистая поверхность.

В качестве примера рассмотрим особенности строения залежи Лако Сюр, которая представляет собой сложный поток застывшей магнетитовой лавы. Поверхность его в большей части имеет глыбовое строение, но наблюдаются отдельные участки гладкой волнистой поверхности (тип "пахуху") с языковидными выступами. Внутреннее строение потока также неоднородно. Здесь встречаются участки, сложенные массивным малопористым магнетитом, иногда с отчетливой столбчатой отдельностью. Объемный вес руды 4,9—5,2 г/см$^3$. Основная масса руды имеет пористое, ноздреватое и даже пузыристое строение. Абсолютная пористость варьирует от 15—20 до 30—40%, объемный вес — 3,5—4,2 г/см$^3$. Довольно обычны, особенно в краевых частях потока, флюидальные структуры. Здесь же отмечаются захваченные при движении лавы обломки подстилающих пород (лав и туфов андезитов).

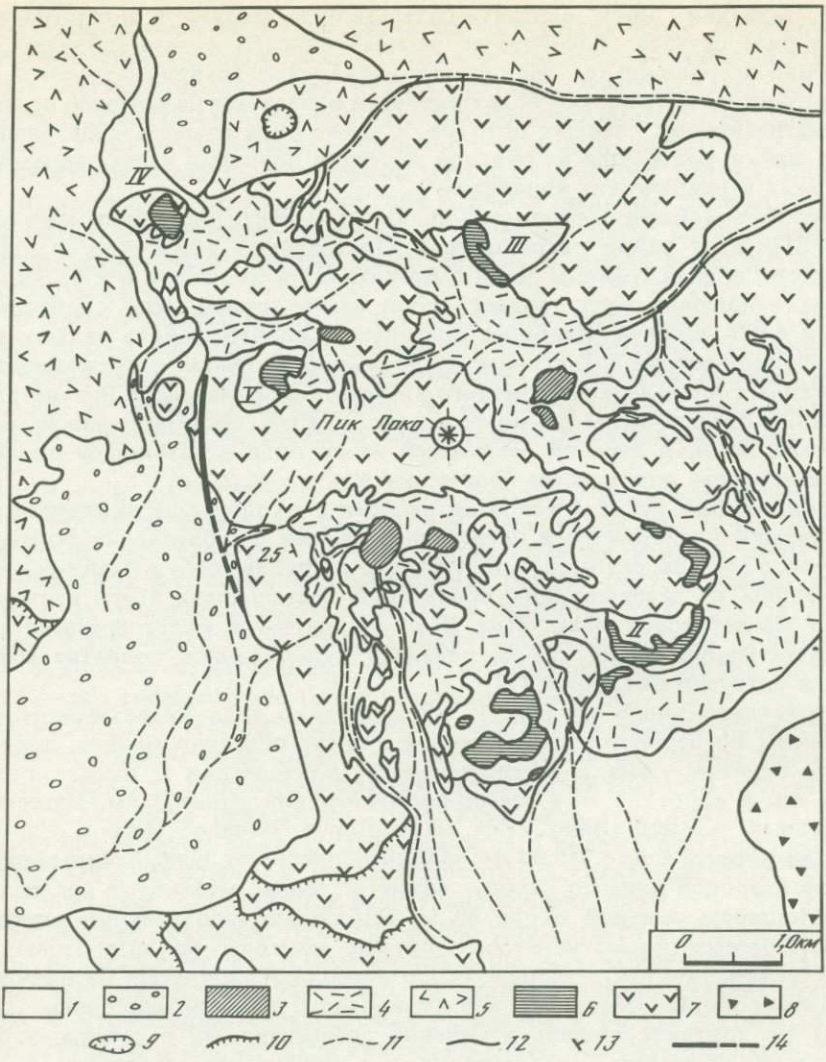



*Рис. 1.* **Схема геологического строения месторождения Лако [21]**

*1* — аллювиальные и делювиальные современные отложения; *2—4* — плейстоценовые образования: *2* — ледниковые отложения, *3* — отложения термальных источников, *4* — участки гидротермально-измененных пород; *5* — четвертичные эффузивные образования основного состава; *6* — рудные тела (*I* — Лако Сюр, *II* — Лако Норте, *III* — Родадос Негрос, *IV* — Сан-Висенте Бахо, *V* — Сан-Висенте Альто); *7* — серия Лако; *8* — формация Альтос-де-Пико верхнетретичного возраста, игнимбриты; *9* — вулканический кратер; *10* — границы лавовых потоков; *11* — границы распространения рудного обломочного материала; *12* — литологические контакты; *13* — элементы залегания; *14* — разлом

Поры и каверны в описываемых рудах имеют стенки либо гладкие овальные, либо покрытые слоем кристаллов магнетита или псевдоморфоз гематита по магнетиту. Кроме того, внутри залежи расположены трубчатые пустотелые поровые каналы, ориентированные по мощности рудного тела, т.е. субвертикально, длина их — несколько метров, диаметр — единицы сантиметров. Стенки каналов покрыты хорошо ограненными кристаллами магнетита размером обычно 0,5—1,5 мм, редко в крупных пустотах до 3—4 см. По мнению К. Парка [19], эти каналы образованы пузырьками газов, выделявшихся из излившейся магмы.

*Таблица 1*

**Межплоскостные растояния (*d/n*, Å), интенсивность (*I*, %) и индексы (*h*, *k*, *l*) рефлексов образцов из магнетитового потока вулкана Лако**

| A-1 | | A-2 | | A-3 | | *h* | *k* | *l* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *d/h* | *I* | *d/h* | *I* | *d/h* | *I* | магнетит | гематит | лепидокрокит |
| | | 4,85 | 7 | | | 111 | | |
| 4,19 | 38 | | | | | | | |
| | | 3,779 | 12 | | | | | |
| 3,705 | 38 | | | 3,708 | 21 | | 101 | |
| 2,965 | 25 | 2,974 | 13 | | | 220 | 112 | 0,11 |
| 2,708 | 96 | 2,697 | 28 | 2,704 | 100 | | 112 | |
| 2,5260 | 100 | 2,529 | 100 | 2,521 | 62 | 311 | 101 | |
| 2,210 | 31 | 2,199 | 11 | 2,214 | 17 | | 102 | |
| 2,144 | 31 | | | 2,150 | 17 | | | |
| | | 2,095 | 25 | | | 400 | | 0,60; 131 |
| 1.846 | 38 | 1,846 | 12 | 1,842 | 32 | | 202 | 220 |
| 1,701 | 44 | 1,711 | 14 | 1,697 | 46 | 422 | 123 | 151 |
| 1,607 | 25 | 1,615 | 19 | | | 335; 511 | | |
| | | | | 1,521 | 10 | | | |
| 1,486 | 34 | 1,482 | 23 | 1,487 | 21 | 440 | 103 | |
| 1,455 | 37 | | | 1,454 | 25 | | 112 | 241; 180 |
| 1,317 | 29 | Размытая линия | 13 | 1,313 | 20 | 620 | | 270 |
| | | 1,280 | 12 | | | 533 | | |
| | | 1,115 | 8 | | | 642 | | |
| | | 1,091 | 8 | | | 731; 553 | | |
| | | 1,049 | 10 | | | 800 | | |

Руды, слагающие лавовый поток, почти на 95% представлены окислами железа (магнетитом, маггемитом, гематитом и лепидокрокитом); постоянно встречаются зерна кварца, плагиоклаза, актинолита; спорадически отмечаются скаполит и апатит.

Ниже приводятся результаты детального изучения руд из залежи Лако Сюр. Определение химического и фазового состава образцов проводилось методами световой оптической микроскопии, рентгеновской дифракции, первичного рентгеноспектрального макро- и микроанализа [14].

Обр. А-1, взятый из кровли магнетитового потока, содержит очень много пор, образовавшихся при выделении газа из застывающей лавы. Это мелкозернистый агрегат, состоящий из гематита, лепидокрокита, маггемита и магнетита. На термомагнитной кривой нагревания отчетливо проявляются три фазы. Одна из них относится к магнетиту. Маггемит, фиксирующийся на термомагнитной кривой первого нагревания при $T = 320—340°$ С, присутствует в виде каемок около зерен магнетита, а также образуется в процессе нагревания на воздухе многочисленных пластинчатых выделений лепидокрокита, тяготеющих к порам. Точка Кюри $\theta = 595°$ С отвечает магнетиту. Однако эта величина является несколько завышенной по сравнению с точкой Кюри чистого стехиометричного магнетита, что, по-видимому, связано с процессом окисления магнетита, приводящего к появлению нестехиометричного магнетита, который относится к изоморфному ряду $FeFe_2O_4$—$\gamma$-$Fe_2O_3$, в гематит $\alpha$-$Fe_2O_3$. За точкой Кюри магнетита наблюдается "хвост" намагниченности, обусловленный присутствием гематита в образце и образование его за счет ($\gamma$—$\alpha$)-перехода (переход маггемита $\gamma$-$Fe_2O_3$ в гематит $\alpha$-$Fe_2O_3$) и частичным окислением магнетита при нагревании образца на воздухе при $T = 700°$ С.

*Таблица 2*

**Некоторые характеристики изученных образцов**

| № обр. | Содержание элементов-примесей, мас. % | | | | | Фазовый состав образца, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Si | Al | Cu | Na | S | магнетит | гематит | лепидокрокит | прочие |
| A-1 | 1,8 | 1,2 | 0,6 | 0,4 | Не обн. | 15 | 35 | 24 | 15 |
| A-2 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,05 | 70 | 15 | 10 | 5 |
| A-3 | 2,1 | 1,5 | 0,8 | 0,5 | 0,2 | 20 | 55 | 5 | 20 |

*Примечание.* Магнитные структурно-чувствительные параметры: $S_v^*$ — коэффициент магнитной вязкости, $H_{cs}$ — разрушающее поле насыщения, характеризующее коэрцитивность.

Кривая охлаждения образца резко не совпадает с кривой нагревания. Такое необратимое падение намагниченности объясняется переходом маггемита, обладающего сильными ферромагнитными свойствами, в слабомагнитный гематит. Кроме существенно железистых минералов, в образце присутствуют мелкие включения силикатов. Полуколичественный анализ с помощью микрозонда "JXA-5" показал наличие в этих включениях Si, Al, Na, Ca. По-видимому, силикатная масса представлена главным образом плагиоклазами и мелкими включениями кварца.

Гематит в образце замещает магнетит и маггемит. Около магнетитовых зерен наблюдаются каемки гематита, который образовался за счет маггемита — весьма неустойчивого минерала. Отмечаются также ориентированные пластинчатые выделения гематита, образующиеся при мартитизации магнетита (мартитовая сетка). Это приводит к повышению магнитных структурно-чувствительных параметров $H'_{cs}$ (850 Э) и $S_v^*$ (0,64).

Весьма интересно отметить удивительное сходство обр. А-1 с маггемитизированными магномагнетитами из Краснояровского месторождения Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, ассоциирующего с траппами. На кривой нагревания обр. М-47 (Краснояровское месторождение) характеристические участки почти те же, что и обр. А-1. Коэрцитивные спектры обоих образцов обнаруживают одинаковые максимумы. К тому же обр. А-1 и М-47 обладают очень близкими значениями $H'_{cs}$ и $S_v^*$ (850 и 710 Э и 0,64 и 0,65 соответственно), т.е. они имеют весьма сходный магнитофазовый состав.

Обр. А-3 — из краевой части магнетитового потока, имеет мелкозернистую структуру и сложен в основном мартитом, образованным при закалке магнетита. В пустотах наблюдаются крупные (до 2 см) кристаллы — псевдоморфозы гематита по магнетиту с октаэдрическим обликом кристаллов. Магнетит сохранился в виде реликтов в незначительных количествах. Это приводит к резкому падению магнитной восприимчивости и возрастанию интенсивности рефлексов гематита на рентгеновских дифрактограммах (табл. 1). Присутствие мартита обусловливает высокие значения $H'_{cs}$ и $S_v^*$ (табл. 2). Следует отметить значительное количество мелких зерен пирита в обр. А-3.

Обр. А-2 — из центральной части магнетитового потока, характеризуется шестоватым обликом кристаллов магнетита и имеет плотное сложение. Кроме магнетита, в нем содержатся гематит (мартитовая сетка) и лепидокрокит. На термомагнитной кривой этого образца фиксируется ($\gamma$—$\alpha$)-переход в температурном интервале 360—380° С, хотя и не такой значительный, как у обр. А-1. Магнетит имеет завышенную точку Кюри, что обусловлено дефицитом ионов $Fe^{2+}$, и параметр

| Магнитные характеристики | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| точки Кюри θ, °С | | | | точка (γ—α)-перехода | $S_v^*$ | $H_{cs}'$, Э |
| нагревания | | охлаждения | | | | |
| 1 | 2 | 1 | 2 | | | |
| 595 | 675 | 590 | 675 | 330 | 0,64 | 850 |
| 593 | 673 | 593 | 672 | 380 | 0,53 | 235 |
| 596 | 677 | 588 | 677 | — | Не опр. | 1020 |

элементарной ячейки $a_0 = 8{,}385 \pm 0{,}005$ Å. На дифрактограммах этого образца присутствуют все интенсивные линии магнетита, интенсивности линий гематита и лепидокрокита резко занижены по сравнению с обр. А-1 и А-3. Этот образец имеет довольно высокие значения магнитных структурно-чувствительных параметров ($S_v^* = 0{,}53$ и $H_{cs}' = 235$ Э), но они значительно ниже, чем у обр. А-1 и А-3 (см. табл. 2). Это объясняется тем, что магнетит в центральных частях потока в меньшей степени подвергался окислению с образованием гематита и маггемита.

В заключение отметим, что, по мнению исследователей [21], составлявших первую геологическую карту этого месторождения, установленные в настоящее время пять рудных залежей сформировались в результате излияния расплава из окислов железа через паразитические кратеры, расположенные по периферии главного кратера Пико Лако. При этом излившаяся на поверхность лава образовала короткие, всего до нескольких сот метров, караваеобразные потоки. Ориентировочные запасы железной руды в них достигает 50—70 млн т.

**Метаморфогенная перекристаллизация, растворение и расплавление.** В пределах докембрийских и фанерозойских мобильных поясов происходило интенсивное метаморфогенное преобразование горных пород и заключенных в них рудных месторождений. Наиболее активно этот процесс проявился в стадию полной мобилизации, протекавшей в структурной обстановке формирования вязких разломов, сопровождающих развитие асимметричных складок в условиях верхних ступеней зеленосланцевой и перехода в амфиболитовую фацию метаморфизма. В это время возникли руды "шариковой" текстуры, зоны мономинеральных скоплений сульфидов и рудных пегматитов из остаточных высокоминерализованных мобилизатов или продуктов частичного расплавления руд при высокотемпературном метаморфизме. Обширные материалы на эту тему опубликованы в [2, 4, 9, 17, 18], а также Ю.Ю. Воробьевым и П.В. Иншиным (1968 г.), Д.К. Мукхонадхиан и А. Мукхерджи (1978 г.) и др.

Непосредственно воздействие силикатного расплава на сплошные сульфидные руды нами установлено при изучении ксенолитов колчеданных руд в пострудных дайках диабазовых порфиритов на Гайском месторождении (Южный Урал).

В изученной группе даек довольно часто встречаются гнездообразные скопления сульфидов. При детальном микроскопическом изучении установлено, что, несмотря на пространственную разобщенность, внутреннее строение этих скоплений имеет много общего. Формы таких скоплений удлиненные с тупыми окончаниями, реже округлые. Граница их всегда сложно-зигзагообразная. Размеры варьируют от 10×10 см (и меньше) до глыб в несколько десятков сантиметров. Средний размер приблизительно 20×30 см. Чаще всего такие скопления рас-

положены длинными осями согласно падению дайки. В типичном сульфидном образовании выделяются следующие текстурно-структурные участки: 1) изометричные обособления, расположенные в центральной части сульфидного тела; 2) агрегаты сульфидов, слагающие основную массу между отмеченными выше разобщенными участками; 3) периферические части сульфидного скопления; 4) зоны вкрапленности, окружающие сульфидное скопление.

1. Разобщенные участки сульфидных руд в центральной части сульфидного скопления обычно имеют изометричную форму с неправильно-зигзагообразными нечеткими очертаниями. Размер их от нескольких миллиметров до 2—4 см. В относительно крупных скоплениях они почти полностью слагают центральную часть, а в мелких отсутствуют. По минеральному составу и структуре сульфидные скопления, слагающие данные участки, сходны с рудами основных залежей месторождения. Главными минералами в них также являются пирит, халькопирит и сфалерит. На основании изучения возрастных взаимоотношений этих минералов установлено, что здесь, как и в главных рудных телах, имеются три разновозрастные минеральные ассоциации: ранняя пиритовая, пирит-халькопиритовая и халькопирит-сфалерит-пиритовая; более поздняя борнит-халькопиритовая ассоциация не обнаружена.

2. Между описанными участками расположены мелкозернистые сульфидные агрегаты полосчатого строения. В них часто наблюдается неясно выраженная микрополосчатость, обусловленная чередованием полос преимущественно пиритового, пирит-халькопиритового и халькопирит-сфалеритового состава. Пиритовые полосы представлены цепочковидными скоплениями зерен пирита размером от 0,002 до 0,1 мм (иногда отмечаются сростки кристаллов до 1—1,5 мм). Они прослеживаются на расстояние до 2—3 мм при ширине 0,02—0,5 мм. Местами соседние полосы сливаются, образуя рассеянные скопления зерен пирита. Как в полосах, так и в участках подобных скоплений ориентировка пиритовых сростков перпендикулярна простиранию полос халькопиритового и сфалеритового состава.

Более крупные выделения пирита обычно содержат многочисленные пластинчатые или червеобразные включения сфалерита. В краевых зонах пирита такие включения нередко сливаются с выделениями сфалерита, окружающими пирит. Внешние очертания выделений пирита неровные, изъеденные. Создается впечатление, что он замещался сфалеритом. Полосы преимущественно халькопиритового состава имеют ширину 0,01—0,03 мм и постепенно переходят в полосы, в составе которых преобладает сфалерит. В них наряду с обособленными выделениями халькопирита и сфалерита наблюдаются тонкие срастания этих минералов.

Нерудные минералы в центральных частях сульфидных включений слагают не более 5—10% общего объема и представлены преимущественно хлоритом и кварцем, зерна которых ориентированы согласно с описанной выше полосчатостью рудных агрегатов. Скопления пластинок хлорита обычно окружают зерна пирита, замещая сфалерит и халькопирит. Иногда хлорит замещает мелкие зерна пирита.

3. Периферические области сульфидных скоплений представлены сфалеритом, пиритом, халькопиритом и хлоритом, образующими необычайно разнообразные по форме тонкие срастания. Такие агрегаты образуют зону переменной ширины от нескольких миллиметров до 10—15 см. Наибольшего размера она достигает в местах удлиненных окончаний сульфидных скоплений. Характерной особенностью сульфидных агрегатов, слагающих периферические части ксенолитов, является широкое распространение тонких срастаний. Среди агрегатов сульфидов с неясно выраженной полосчатостью наблюдаются неравномерно расположенные тонкие срастания халькопирита со сфалеритом. Наряду с обособленными выделениями халькопирита и сфалерита имеются участки неправильной или линзообразной формы, сложенные сфалеритом с эмульсионными включениями халькопирита.




*Рис. 2.* **Пластинчатые срастания халькопирита со сфалеритом (*1*) и пиритом (*2*); черное — хлорит и кварц. Полированный шлиф, увел. 130**

Местами наблюдается ориентированное в двух направлениях расположение этих включений и намечается переход к нечетко выраженным решетчатым срастаниям.

В периферической части сульфидных скоплений эмульсиевидные срастания сфалерита и халькопирита встречаются редко. Здесь наиболее распространены пластинчатые и решетчатые сростки сфалерита, халькопирита и пирита, которые совершенно отсутствуют в разобщенных участках центральных частей сульфидных скоплений и в основных рудных телах. Эти срастания имеют форму изометричных или несколько удлиненных участков, линз или полос шириной 0,1—0,5 мм; размер этих участков от 0,09×0,05 до 1,4×0,8 мм. В пространстве между участками решетчатых срастаний в тесной ассоциации с обособленными выделениями халькопирита и сфалерита встречается хлорит. Он образует правильные идиоморфные таблички и местами почти полностью замещает халькопирит и сфалерит, но совершенно не замещает сфалерит с пластинчатыми включениями халькопирита.

По минеральному составу и форме различаются три типа решетчатых срастаний: I — халькопирита и сфалерита, II — халькопирита, сфалерита и пирита, III — пирита и сфалерита.

I. Решетчатые срастания халькопирита со сфалеритом наиболее широко распространены (рис. 2). В зависимости от того, какой минерал преобладает, различают два случая. В одном преобладает сфалерит, а халькопирит образует в нем тонкие короткие пластинки, которые не пересекаются, а их различная ориентировка обусловлена тем, что они располагаются в различных зернах сфалерита. При травлении в парах царской водки выявляется полисинтетическое двойниковое строение выделений сфалерита. Судя по расположению и размерам двойников, можно предположить, что первоначальное крупное зерно сфалерита было перекристаллизовано в мелкозернистый агрегат. Пластинки халькопирита в каждом мелком зерне сфалерита ориентированы по-разному. В случае преобладания халькопирита сфалерит образует неправильные пластинки — более грубые и неровные, чем пластинки халькопирита в сфалерите.

II. Решетчатые срастания сфалерита, халькопирита и пирита отличаются от I типа только широким развитием тонкой пиритовой вкрапленности. В этих срастаниях чаще сфалерита несколько больше, чем халькопирита и пирита. Халькопирит образует правильные, местами слабо изогнутые пластинки, различно ориентированные в разных зернах сфалерита. Даже без структурного травления, а только по расположению пластинчатых вростков халькопирита отчетливо видно двойниковое строение первоначально более крупнозернистого сфалерита. Пирит наблюдается главным образом в виде скоплений зерен по границам выделений сфалерита, содержащих пластинчатые включения халькопирита. Кроме того, при больших увеличениях (700) удалось рассмотреть, что скопления мельчайших зерен пирита расположены внутри пластинок халькопирита и иногда почти нацело его замещают. Решетчатые срастания, испытавшие деформации в процессе образования, обычно утрачивают правильную форму вростков.

III. Решетчатые срастания пирита и сфалерита встречаются редко и только в наиболее железистых разностях сфалерита. Пирит образует в сфалерите прямолинейные цепочки мельчайших зерен, ориентированные в трех направлениях примерно под углом 60° друг к другу.

Характерно, что разнообразные по формам и количественным соотношениям срастания минералов наблюдаются в тесном сочетании друг с другом даже в пределах одного полированного шлифа.

Описанные решетчатые срастания из сульфидных скоплений в дайках диабазовых порфиритов настолько необычны и сложны, что на данной стадии изучения механизм их образования не может считаться решенным. Вероятнее всего, они возникли под влиянием термического воздействия дайки. При нагревании и в условиях тектонических деформаций происходила перекристаллизация сульфидных агрегатов. При этом крупнозернистые агрегаты превращались в мелко- и тонкозернистые; возникали сложные двойники; изгибались и дробились кристаллы. Минералы, слагающие вростки, концентрировались в основном вдоль плоскостей спайности и по границам зерен, образуя сложный рисунок структуры. Этот процесс имел место в локальных участках. Если в краевых зонах сульфидных скоплений перекристаллизации подвергалась почти вся масса сульфидных агрегатов, то в центральных наблюдались только ее спорадические очаги. На очаговый характер процесса указывает правильная форма изолированных участков решетчатых срастаний. Часто они возникают на месте эмульсионных структур распада твердых растворов. Нам удалось наблюдать все стадии перехода от последних к типичным решетчатым.

4. Сульфидные скопления всегда окружены зоной пирит-халькопиритовой вкрапленности шириной от 1—2 до 15—20 см. Резко преобладает халькопирит, прожилки которого мощностью 0,1—0,5 мм как бы пронизывают всю породу. По мере удаления от сульфидного скопления количество прожилков и интенсивность вкрапленности халькопирита уменьшаются и они постепенно исчезают. Пирит образует редкую равномерную вкрапленность идиоморфных кубических кристаллов, интенсивность которой не зависит от расстояния до ближайшего скопления сульфидов. Характерно, что в описываемой зоне сфалерит совершенно отсутствует.

Приведенные данные по составу и строению ксенолитов колчеданной руды в диабазовой дайке позволили Ю.К. Воробьеву [1] путем термодинамических расчетов установить, что суммарное время прогрева периферической зоны ксенолитов, мощность которой редко превышала 3 см, составляло 15 мин.

Наши исследования 1977—1987 гг. на примере колчеданно-полиметаллических месторождений Иртышской и Северо-Восточной зон смятия на Рудном Алтае показали, что в этих структурных обстановках достаточно широко развиты руды, которые, помимо перекристаллизации, в отдельных локальных участках испытывали переплавление [15—17].

Рассмотренные зоны исключительно благоприятны для подобных исследований. Здесь проявились полигенные и полихронные процессы рудообразования и метаморфизма. Первоначально, в девоне, положение зон контролировали линейные вулкано-тектонические депрессии грабен-кальдерного типа, приуроченные к региональному Иртышскому глубинному разлому. В этих структурах отлагались вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические руды. В позднем девоне—начале карбона возникли мощные тектонические потоки, сформировавшие изоклинальную складчатость. Положение осевых плоскостей подобных разномасштабных складок совпадало с положением рассланцевания, слоистостью пород, контактами рудных тел и наиболее интенсивной трещиноватостью в рудах.

Высокие значения сжимающих усилий и значительные температуры привели к существенному динамотермальному метаморфизму пород и руд. В локальных участках температуры достигали 500—700° С и выше, а давление $(3—6)\cdot 10^6$ ГПа. В этой обстановке происходило частичное плавление вулканогенно-осадочных руд и внедрение сульфидного расплава в деформированные толщи с образованием жило- и плитоподобных залежей.

Гетерогенность деформационных процессов привела к тому, что в пределах локальных участков на коротких расстояниях расположены различные по степени преобразования руды — от первичных вулканогенно-гидротермальных до метаморфических (расплавных).

Расплавные руды широко распространены на месторождениях рудного поля (рис. 3, 4). Они мелкозернистые, с четкими "интрузивными" контактами и апофизами; имеют обильные ксенолиты вмещающих пород и каплевидные выделения кварца. Независимо от положения в структуре и принадлежности к тому или иному месторождению руды обладают близкими физическими свойствами (плотность 3,70—3,74 г/см$^3$; пористость 0,5—0,7%; модуль Юнга $(8,3—8,5)\cdot 10^4$ МПа; коэффициент Пуассона 0,26—0,27) и почти идеально изотропны. При микроскопическом исследовании в них не установлено заметных признаков динамометаморфизма. В случае, когда сульфидный расплав проникал в ранее образованные руды, из последних в результате теплового воздействия выносился халькопирит, который образовывал мономинеральные прожилки и вкрапленность на контакте рудной залежи. Там, где расплав внедрялся в неминерализованные образования, подобных халькопиритовых оторочек не наблюдается (см. рис. 3).

В рассматриваемых рудах постоянно присутствуют выделения кварца шарообразной, каплевидной или эллиптической формы размером от долей миллиметра до 2—5 см. Они подразделяются на две генерации, встречающиеся часто совместно (в одних и тех же препаратах). Первая представлена молочно-белыми зернами, насыщенными мельчайшими (0,001 мм и меньше) газово-жидкими включениями. В основном они однофазовые и двухфазовые с небольшим по объему газовым пузырьком и $T_{гом}$ = 110—170—205° С. Вторую генерацию слагают более крупные (0,005 мм и меньше) прозрачные зерна кварца с более разнообразным соотношением фаз газ—жидкость. Температурный ряд гомогенезации здесь можно разделить на две группы. Первая объединяет включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу (150—360° С), а вторая — в газовую (460—560° С). В зернах кварца этой генерации встречены кристаллофлюидные азональные включения, состоящие из двух—трех прозрачных или одной монолитной солевой фазы, заполняющей объем вакуоли до 80% (табл. 3, обр. 847 а, б). Соотношения газового пузырька и жидкой фазы при комнатной температуре нечеткие, и только при температуре 300—350° С, когда часть твердой фазы растворяется, газовый пузырек обособляется и составляет 10—15%. Расплавление твердых фаз происходит при $T$ = 560—620° С. Полная гомогенизация наблюдалась только в отдельных включениях, большинство же вскрывались раньше.

Кроме описанных выше, широко распространены углекислотные двух-однофазовые включения с удельным объемом 1,2—1,5 см$^3$/г. Углекислота заполняла

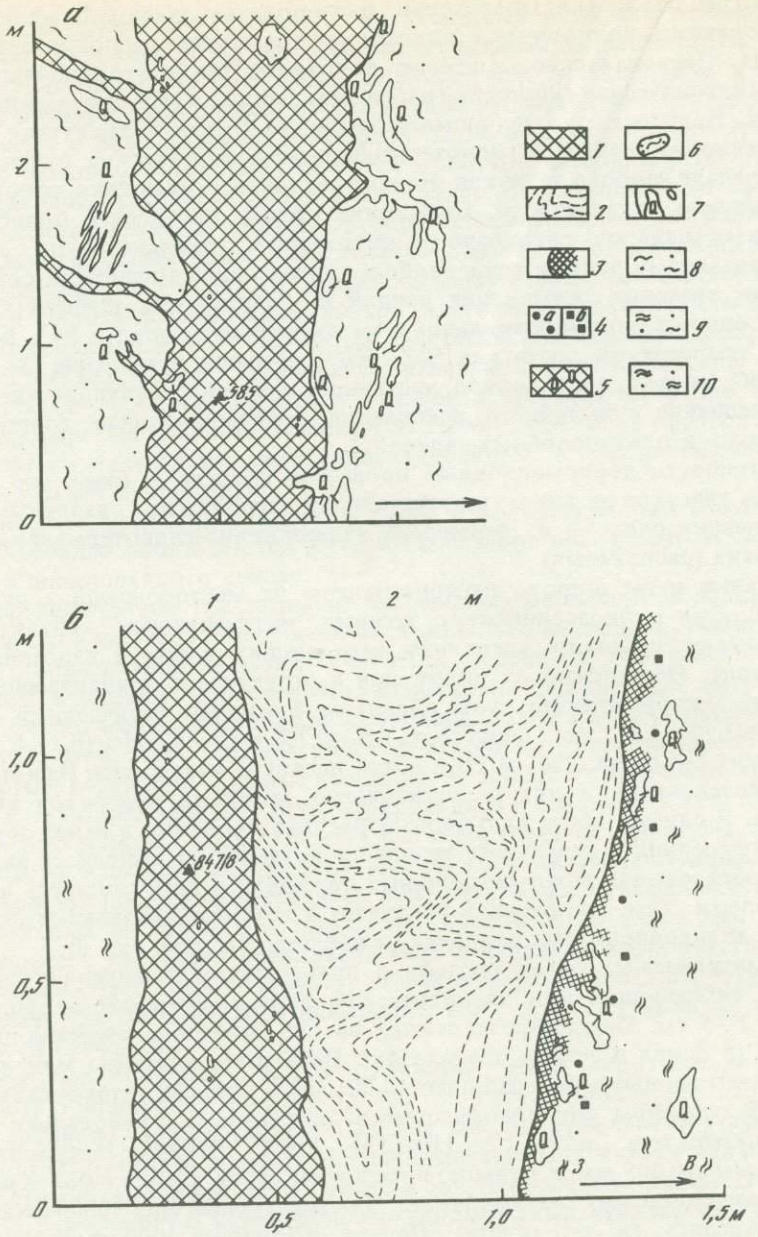



*Рис. 3.* **Внутреннее строение рудных тел**

*а* — Белоусовское месторождение (5-я залежь, блок 586, апофиза висячего бока); *б* — Иртышское месторождение (Юго-Восточная залежь, сопряжение полевого штрека с квершлагом 847, 6-й горизонт); *1—3* — руды: *1* — массивные полиметаллические, *2* — полосчатые колчеданно-полиметаллические, *3* — халькопиритовые; *4* — зоны пиритной (*а*) и халькопиритной (*б*) минерализации; *5* — каплевидные выделения кварца в массивных полиметаллических рудах; *6* — ксенолиты сланцев в массивных полиметаллических рудах; *7* — гнезда и прожилки кварца в сланцах; *8* — кварц-серицитовые сланцы; *9* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *10* — кварц-хлоритовые сланцы

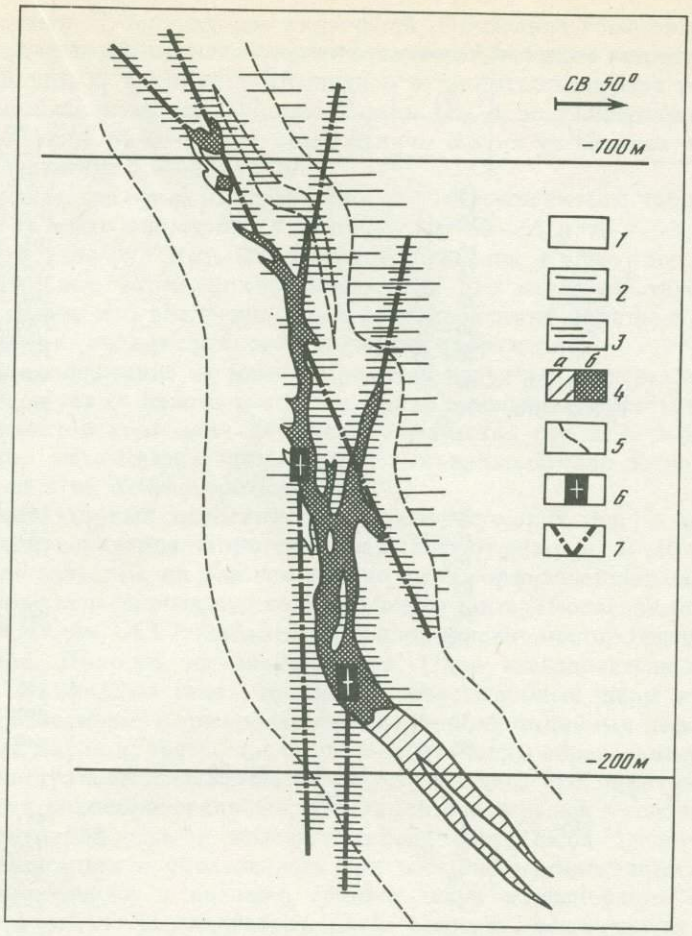



*Рис. 4.* Схема распространения минеральных ассоциаций в пределах рудной зоны залежи 5, разрез 62
*1—3* — метаморфогенные минеральные ассоциации: *1* — зеленосланцевая, *2* — амфиболитовая, *3* — турмалиновая; *4* — руды: *а* — реликтовые (вулканогенно-осадочные) и метаморфизованные, *б* — метаморфические; *5* — границы рудной зоны; *6* — дайки гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров (вне масштаба); *7* — крутопадающие системы трещиноватости и рассланцевания

трещинки в уже сформировавшихся зернах кварца. Криометрическими исследованиями установлено присутствие $CO_2$ во флюидной фазе кристаллофлюидных включений. Температура гомогенизации таких включений, равная 890° С, повышена относительно температуры первичного расплава за счет обогащения последних порций углекислотой. В связи с этим за минимальную температуру расплава более правильно принять температуру полного расплавления солевой составляющей (560—620° С).

Зерна кварца II генерации содержат наряду с углекислотными и малоплотные включения с $T_{гом}$ = 460—560° С, гомогенизирующиеся в газовую фазу. Эти газовые растворы, отделившиеся из расплава совместно с $CO_2$, способствовали залечиванию трещинок в зернах кварца и одновременно переносу кремнезема с образованием прожилков кварца. Ряд наполнения включений по объему газового пузырька можно в этом случае записать в виде последовательности чисел: 70—65—55—50—40—35—30—25—20—15—10. Присутствие в кварце метаморфического переплавления реликтовых зерен кварца первичных руд подчерки-

*Таблица 3*

**Характеристика включений в кварцах из массивных полиметаллических руд**

| № обр. | Кварц | $T_1$, $T_2$ | $V_1$ | $V_2$ | $V_3$ | $T_3$ | $T_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | °С | об. % | | | | °С |
| 847а | А | — | 100 | — | — | — | — |
| | | — | 10—15 | — | — | — | 165, 175, 180 |
| | | — | 15—25 | — | — | — | 195, 200, 205, 215 |
| | Б | $T_1$ 520 | 15—20 | — | — | — | 205, 230 |
| | | 560 | 20—25 | — | — | — | 240, 255 |
| | | 565 | 30—35 | — | — | — | 270, 320 |
| | | 590 | 40—45 | — | — | — | 380, 410 (I) |
| | | 610, 620 | 60—65 | — | — | — | 440, 460 (II) |
| | | $T_2$ 860—890 | 70—74 | — | — | — | 530, 560 (III) |
| | | | | 100 | — | — | |
| | | | | 70 | 30 | 24 | |
| | | | | 80 | 20 | 23 | |
| 847б | А | | До 10 | — | — | — | 130, 155 |
| | | | 10—15 | — | — | — | 205 |
| | | | 100 | | | | |
| | | | 65—70 | | | | |
| 740/4 | | | 90—95 | 5—10 | | | 60, 75, 110 |
| 734/12 | $Б_1$ | | 100 | — | — | — | |
| | | | | 100 | — | 8 | |
| | | | 15—20 | — | — | — | 260 |
| | | | 35—40 | — | — | — | 390 |
| | | | 55—60 | — | — | — | 440 (I) |
| | | | | 80—90 | 110—20 | 20—21 | |
| | | | | 100 | | | |
| 875/9 | Б | $T_2$ 880—920 | 5 | | | | 95 |
| | | | 5—10 | | | | 140, 154 |
| | | | 20 | | | | 255 |
| | | | 25 | | | | 297, 300 |
| | | | — | — | — | — | 230, 232 |
| 954/17 | $Б_1$ | | 10—15 | — | — | — | 170 |
| | | | 15—20 | — | — | — | 210 |
| | | | 20—25 | — | — | — | 250, 265 |
| | | | 25—30 | — | — | — | 305 |
| | | | 35—40 | — | — | — | 340, 365 |
| | | | 40—45 | — | — | — | 390, 415 |
| | | | 60—65 | — | — | — | 486 (II) |
| | | | — | 80 | 20 | 24 | |
| 535/1 | Б | $T_1$ 500—520 | | | | | |
| | | $T_2$ 800 | | | | | |
| | | $T_1$ 1090—1150 | | | | | |
| | $Б_1$ | | 20—25 | — | — | — | 260 |
| | | | 30—35 | — | — | — | 315 |
| | | | 40—45 | — | — | — | 400 |
| | | | | 100 | — | 15 | |

*Примечание.* Характеристика кварца: А — молочно-белые зерна, Б — прозрачные кристаллы, $Б_1$ — серые, полупрозрачные зерна овальной формы; затвердевшие включения: $T_1$ — температура растворения, $T_2$ — полной гомогенизации; газово-жидкие включения: $T_3$ — температура гомогенизации жидкой $CO_2$, $T_4$ — полной гомогенизации; объемы: $V_1$ — общей газовой фазы, $V_2$ — жидкой $CO_2$, $V_3$ — газовой $CO_2$; включения, гомогенизирующиеся: I — в жидкую, II — в газовую фазу. Обр. 847а, 847б, 740/4, 734/12 — Иртышское; обр. 875/9, 954/17 — Белоусовское: обр. 535/1 — Березовское месторождение.

вается размерами и наполнением включений. Последние гомогенизируются при 140—205° С в мельчайших разностях и сохраняются в виде газовых фаз в более крупных индивидах, которые вскрывались в процессе прогрева руд. Величины давлений, рассчитанные для флюидной фазы ($P_{CO_2}$) по температурам гомогенизации затвердевших включений и содержаниям в этих же кварцах углекислотных включений, достигали 5,5—6,0 кбар.

В метаморфических рудах из Березовского месторождения (см. табл. 3, обр. 535/1) отсутствуют газовые включения с заполнением 60—65 и 70—75%, характерные для подобного типа руд Иртышского месторождения. Кроме того, здесь наблюдаются аномальные включения расплава. Все это свидетельствует о высокой "сухости" расплава и о внедрении его в брекчированные породы с образованием рудных залежей в условиях резкого понижения напряжений.

Состав руд, содержание элементов-примесей в рудных минералах — пирите и халькопирите, а также железистость сфалерита и целом колеблются в небольших пределах. Диапазон колебания для метаморфических руд в 2—3 раза меньший, чем для слабо метаморфизованных слоистых вулканогенно-осадочных рудных образований на этих же месторождениях [17].

Одна из характерных особенностей метаморфических руд — шарообразные выделения пирита и кварца. Пиритовые шары имеют размеры 1—10 мм, в среднем 2—3 мм. Они известны на многих сильно метаморфизованных докембрийских месторождениях сульфидных руд на Балтийском щите (Пюхасальми, Норвежских каледонид), в Индии, СССР (Забайкалье, Холоднинское месторождение) и в других регионах мира. Природа их дискуссионна. Одни исследователи считают, что это реликты сульфидных галек; другие относят подобные шары к чисто тектоническим образованиям, формировавшимся при полистадийных деформациях руд в пластической матрице; третьи предполагают, что шары образовались из расплава.

Рентгеноспектральным методом нами установлено, что пиритовые шары являются в рудах новообразованиями, кристаллизовавшимися в условиях изменяющихся концентраций серы и железа. Ядерная часть шара представляет собой центр кристаллизации и образовалась при несколько пониженных содержаниях серы. По направлению к внешней границе шара концентрация серы в среде минералообразования увеличивается. Эти сведения согласуются с данными А.Д. Ракчеева и Л.В. Чернышева [8] по синтезу пиритов при температурах 250—500° С. Они установили, что с увеличением температуры происходит обогащение пиритов железом и обеднение серой.

По литературным данным, известны сульфидные шарообразные выделения различного состава — халькопиритовые, сфалеритовые, пиритовые и др. Из нерудных наиболее распространены кварцевые, а также образования амфиболового, биотитового и эпидотового состава [9, 17, 18].

Они возникли двумя путями. В одном случае это первично мелкие ксенолиты вмещающих пород и более ранних руд, приобретшие округлую форму под воздействием сульфидного расплава. Во втором случае это своеобразные ядра кристаллизации расплава. Состав шаров обусловлен наличием повышенных концентраций элементов в расплаве. Так, сфалеритовые шары встречаются в существенно сфалеритовых рудах, пирротиновые — в пирротиновых и т.д.

Ю.С. Париловым [7] на большом экспериментальном материале по включениям в рудных и жильных минералах показано, что при формировании месторождений меди, свинца и цинка Казахстана значительное участие принимали рудоносные растворы—расплавы. На ряде месторождений в жильных минералах, возникших синхронно с сульфидами, развиты флюидные включения, в которых твердое вещество преобладает над жидкостью и газом, а наиболее мелкие сложены почти нацело агрегатами солей.

Ю.С. Париловым выделены следующие флюиды (в мас.%).

*Газосолевые*: $H_2O$ — 5, $CO_2$ — 25, $H_2S + SO_3$ — 20, соли (сульфаты Na, K, $NH_4$) — 49.

*Газоводносолевые*: $H_2O$ — 28, $H_2S + SO_3$ — 12, $CO_2 + CO$ — 16, $NH_3$ — 2,5, соли (сульфаты и гилогениды щелочных металлов) — 41,5.

*Флюиды с преобладанием солей*: $H_2O$ — 12, $H_2S + SO_3$ — 9, $CO_2 + CO$ — 7, $N_2 + Ar$ — 3, соли (сульфаты и галогениды Na, Ca, K, Mg) — 69.

*Солевые*: $H_2O$ — 2, $H_2S$ — 1, $CO_2$ — 3, соли (сульфаты и карбонаты Ca, Mg, Na, K, Fe) — 94.

Массивные плито- и жилообразные руды обычно локализованы в зонах глубинных разломов и формировались путем раскристаллизации флюидов типа расплава с низкой вязкостью и богатых металлами.

Исходный флюид представлял собой солевой расплав галогенидов и сульфидов (или гидросульфидов) натрия, калия и аммония, в различной степени обогащенный $H_2O$ и $CO_2$. Модальные содержания компонентов флюидов во включениях руд (в г/кг): $SO_4^{2-}$ — 200—400; $K^+ + Na^+$ — 100—200; $H_2S$ — 50—100; $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ — 0—50; $Cl^- + Fe^- + Br^-$ — 0—50. Отношения окисленной к восстановленной форме серы $(SO_4^{2-} + SO_3)/H_2S = 3$. Ведущие компоненты в период рудоотложения — сероводород и сульфаты щелочных металлов.

Наряду со слабо метаморфизованными и прошедшими стадию плавления рудами наблюдается широкая гамма подтипов, испытавших воздействие различных давления и температур. Вероятно, этими же процессами можно объяснить появление в метаморфизованных рудах вместо барита бариевых полевых шпатов. Близкие взгляды на генезис некоторой части сплошных массивных сульфидных залежей на рудных полях были высказаны Ю.Ю. Воробьевым, П.Ф. Иванкиным, Ю.С. Париловым и др. [1, 3, 4, 7, 9, 10, 16, 22].

Таким образом, установлено наличие солевых растворов—расплавов в рудоносных системах, ассоциирующих с кислым магматизмом, однако роль их в рудообразовании не вполне ясна.

В случае обычной дифференциации первичной кислой магмы на силикатную и *флюидно-солевую* компоненты рудоносные флюиды могут мигрировать на значительные расстояния по разломным структурам от материнских интрузивов.

В зонах активного динамотермального метаморфизма пластическое течение сульфидов сменяется расплавлением. Оно происходило в температурном поле 550—280° С при ограниченном участии воды и невозможно без участия солевых расплавов—растворов. Флюиды представляли собой *водно-солевые* расплавы состава (в %): $H_2O$ — 6—9, $CO_2$ — 2—10, другие газы 2—4, соли (сульфаты и галогениды Ca и Mg) — 74.

На участках, где произошла полная метаморфогенная мобилизация сульфидного вещества, формировались жильные расплавы руды из остаточных высокоминерализованных мобилизатов или частично расплавленных руд.

Роль расплавов в формировании месторождений полезных ископаемых, несмотря на актуальность этой проблемы, еще далека от своего разрешения. Если этот вопрос активно обсуждается и многие аспекты его уже разработаны для обширной группы магматических месторождений (медно-никелевых, хромитовых, титаномагнетитовых и др.), ассоциирующих с ультраосновными, основными и щелочными магмами, то месторождения, связанные с кислыми и средними магмами, традиционно относят к гидротермальным образованиям.

В свете современных данных область устойчивости тяжелой фазы — концентрированного флюидного расплава, равновесного с кристаллами кварца, в гранитоидных магматических системах простирается от собственно магматических условий до обстановок приповерхностных гидротермальных месторождений [5, 6]. Солевые расплавы, как правило, возникают в процессе эволюции палингенных коровых магм. Обладая высокой подвижностью и способностью растворять и концентрировать рудогенные элементы, эти расплавы мигрируют по разрывным нарушениям, резко теряют свой полезный груз при падении давления, вовлечении в систему воды и понижении температуры. В процессе метаморфизма

ранее возникшие рудные образования испытывают сначала перекристаллизацию и распад твердых растворов, затем происходит растворение рудной массы в метаморфогенных солевых расплавах и перенос ее в новые геологические структуры.

Солевой раствор—расплав может возникнуть и в результате погружения эвапоритовых толщ в глубинные зоны с повышенными температурами и давлениями, с предварительным их обезвоживанием. В дальнейшем появившаяся таким образом высокотемпературная рапа может активно фильтроваться через проницаемые породы (например, песчаники), выщелачивая рудные элементы и формируя на более высоких гипсометрических уровнях при низких температурах в слабо метаморфизованных породах вкрапленные, сплошные и жильные руды. Подобный механизм, возможно, иногда проявлялся при формировнии жильных и массивных руд на месторождениях медистых песчаников.

Так, судя по данным Ю.С. Парилова [7] и М.К. Сатпаевой [10], отложение богатых руд на месторождении Джезказган происходило фактически из насыщенных газами солевых расплавов. В них $H_2O$ составляла всего 2—5%, в значительных количествах отмечались $NH_3$ (12—15%), $Cl^-$ (8—12%), $K^+$ (5%), $Na^+$, $CO_3^{2-}$, $SO_4^{2-}$. В газовой фазе концентрация $H_2S$ достигала 35—40%.

## Выводы

1. При формировании месторождений полезных ископаемых активную роль играют рудоносные расплавы, которые возникают в процессе ликвации палингенных коровых магм. При этом от флюидных гранитных магм, согласно исследованиям А.А. Маракушева, отщепляются обогащенные летучими рудные расплавы. От последних в обстановке пониженных давлений и температур отделяются гидротермальные растворы, производящие метасоматические изменения окружающих пород. Крупные залежи богатых руд образуются в высокотемпературную стадию в ходе консолидации флюидных силекситовых, сульфидных и других рудных расплавов.

2. При ликвации андезито-базальтовых магм в приповерхностных очагах может обособляться расплав окислов железа (до 95% объема), содержащий небольшую (до 5%) примесь силикатных компонентов. Этот расплав в процессе вулканической деятельности может образовывать лавовые потоки, сложенные магнетитом, маггемитом, гематитом и лепидокрокитом, а также формировать субвулканические штоки и дайки. Примером подобных месторождений являются магнетитовые лавы древнечетвертичного вулкана Лако в Чили.

3. В пределах докембрийских и фанерозойских мобильных поясов происходила метаморфогенная перекристаллизация, растворение и расплавление ранее сформировавшихся рудных месторождений.

На примере изучения ксенолитов колчеданной руды, захваченных дайками диабазовых порфиритов на Гайском месторождении, показано, что под воздействием сухого силикатного расплава происходило формирование своеобразных сфалерит-халькопиритовых структур распада твердого раствора. Согласно расчетам Ю.К. Воробьева, этот процесс протекал с исключительно высокой скоростью.

На основании изучения включений в рудных и жильных минералах на колчеданно-полиметаллических месторождениях Иртышской зоны смятия установлено, что на участках, где произошла полная метаморфогенная мобилизация сульфидного вещества, формировались жильные расплавные руды из остаточных высокоминерализованных мобилизатов или частично расплавленных ранее образовавшихся руд. Этот процесс протекал при минимальных температурах 560—620° С и давлении флюида $(3—4)\cdot10^4$ МПа.

Микротермогеохимические исследования, проведенные Ю.С. Париловым, по-

казали, что при формировании месторождений меди, свинца и цинка Казахстана значительная роль принадлежала солевым расплавам галогенидов и сульфидов натрия, калия и аммония, в различной степени обогащенных $H_2O$ и $CO_2$.

Высказано предположение, что солевой раствор—расплав может возникнуть в результате погружения эвапоритовых толщ в глубинные зоны земной коры, где под воздействием повышенных давлений и температур происходило сначала обезвоживание пород, а затем образование солевого расплава, способного выщелачивать и переносить в верхние структурные этажи рудную минерализацию. Подобный механизм, возможно, имел место при формировании жильных богатых руд на месторождениях медистых песчаников.

## Литература


1. *Воробьев Ю.К.* Определение скорости распада твердых растворов в природных объектах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 7. С. 83—93.
2. *Воробьев Ю.Ю.* Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М.: Недра, 1963. 126 с.
3. *Кобилев Г.А., Труфанов В.Н.* О главных этапах формирования свинцово-цинковых месторождений Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 5. С. 1156—1159.
4. *Кóндюрин О.И.* Морфогенетические особенности и зональность глубокозалегающих рудных залежей Иртышского месторождения (Рудный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1977. 20 с.
5. *Маракушев А.А.* Проблема рудоносности гранитов // Геология руд. месторождений. 1984. N 5. С. 3—15.
6. *Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю.* Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Там же. 1983. N 1. С. 3—20.
7. *Парилов Ю.С.* Физико-химические параметры минералообразования на полиметаллических месторождениях Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984. 294 с.
8. *Ракчеев А.Д., Чернышев Л.В.* Зависимость энергии активации и химического состава пиритов от условий их синтеза // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183, N 5. С. 1184—1187.
9. *Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия, условия их образования и закономерности размещения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 43 с.
10. *Сатпаева М.К.* Руды Джезказгана и условия их формирования. Алма-Ата: Наука, 1985. 208 с.
11. *Смирнов В.И.* Плутонизм и нептунизм в развитии учения о рудных месторождениях. М.: Наука, 1987. 92 с.
12. *Сперр Дж., Линдгрен В., Фогт И.* О рудной магме. М.; Л.: ОНТИ, 1933. 148 с.
13. *Старостин В.И.* Ксенолиты колчеданной руды в дайках диабазовых порфиритов на Гайском месторождении (Южный Урал) // Геология руд. месторождений. 1964. N 3. С. 24—33.
14. *Старостин В.И., Кудрявцева Г.П.* Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Лако (Северное Чили) // Там же. 1973. N 3. С. 102—111.
15. *Старостин В.И., Дороговин Б.А., Лычаков В.А.* Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, N 4. С. 933—937.
16. *Старостин В.И., Лычаков В.А., Гончарова Т.Я.* Метаморфогенные минеральные ассоциации в околорудных породах Белоусовского месторождения на Рудном Алтае // Там же. 1982. Т. 264, N 4. С. 933—937.
17. *Старостин В.И., Лычаков В.А., Сергеева Н.Е.* Метаморфогенное перераспределение химических элементов колчеданно-полиметаллических руд // Геология руд. месторождений. 1981. N 4. С. 30—43.
18. *Geijer P.* Sulfide "ball ores" and the pebble olikes. // Sver. geol. unders. 1971. P. 1—29.
19. *Park C.F.* A magnetite "flow" in Northern Chile Econ. Geol. 1961. Vol. 56, N 2. P. 829—836.
20. *Frutos J., Oyarzun J.M.* Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits // Ibid. 1975. Vol. 70, N 5. P. 89—94.
21. *Fuller C.R., Aguirre L., Corvalan J.* et al. Geologia y yacimientos metaliferos de Chile. Santiago: Univ. Chile, 1965. 436 p.
22. *Viswanadham C.R.* Genesis of sulphide ores and associated gangue minerals // Geol. Surv. Ind. Misc. Publ. 1977. N 27. P. 289—293.

УДК 553.073.2:551.222

*А.Г. Твалчрелидзе*

# Теория ритмичной зональности жильных рудных тел

"Зональность обусловлена развитием процесса рудообразования во времени, в меняющихся геологических и физико-химических условиях пространства. Обычно, но не обязательно, существует тесная связь между парагенезисом и зональностью, и эти два явления должны изучаться совместно".

Академик *В.И. Смирнов*

Академик Владимир Иванович Смирнов был, наверное, первым в мире исследователем, обратившим внимание на наличие ритмичного типа зональности в секущих рудных залежах. Еще в 1957 г. в своей знаменитой работе, посвященной генетическим типам зональности гидротермальных рудных тел, он писал: "Повторяющаяся зональность в плоскости рудного тела может быть обусловлена чередованием рудных столбов, выполненных одной ассоциацией минералов, с разделяющими их промежутками... При этом ... наблюдается чередование однообразных по составу рудных столбов и разделяющих зон" [24, с. 17]. К сожалению, однако, это прозорливое наблюдение, таящее в себе, по существу, зародыш неравновесного термодинамического подхода к анализу генезиса рудных месторождений, не нашло должного освещения в трудах тех лет. Полемика вокруг зональности рудных месторождений несколько искусственно была смещена в иную плоскость, и В.И. Смирнову пришлось отстаивать практически априорные, наиболее фундаментальные положения.

## История вопроса

Заложенная еще в работах Дж.Е. Сперра [53] и развитая В.Х. Эммонсом [41] и Ч.Ф. Парком [50] теория зональности оруденения исходила, по существу, из двух положений: а) зональность симметрична путям движения гидротермальных растворов; б) зональность обусловлена выпадением минералов в последовательности, обратно пропорциональной произведениям их растворимости. С.С. Смирнов [27], однако, показав, что идеальный ряд зональности В.Х. Эммонса никогда не воспроизводится в природе, предложил идею о пульсационном характере зональности. Таким образом, возникли две принципиально противоположные теории, каждая из которых благодаря непререкаемому научному авторитету своих создателей приобрела громадное число приверженцев.

Ю.А. Билибин [1] первым попытался свести обе теории воедино, считая, что надо строго разграничивать зональность рудных районов и рудных тел. Сходных взглядов придерживался и Л. Василев [5], рассматривавший три иерархических и генетических уровня зональности: а) магматической специализации; б) геоизотермическую; в) пульсационную. Однако наибольшую четкость в рассматриваемую проблему внес В.И. Смирнов, который на специальном симпозиуме в Праге, посвященном зональности рудных месторождений, в своем пленарном докладе [25] и в последовавшей за ним полемике с Я. Кутиной и Ч.Ф. Парком [13] четко обосновал два положения. Во-первых, необходимо различать иерархический ранг зональности региональной, рудных районов и полей, месторождений и рудных тел. Во-вторых, требуется учитывать время образования месторождений, поскольку зональность может быть обусловлена как фациальным

изменением состава руд в пространстве в пределах одной стадии рудогенеза (моноасцендентная или фациальная зональность), так и последовательным наложением разновозрастного оруденения (полиасцендентная или стадийная зональность).

За последующие 20 лет эти классические положения теории эндогенной зональности оруденения практически не изменились [26] и лишь обогатились надлежащим минералого-геохимическим аппаратом [18].

Однако уже в эти годы постепенно накапливался обильный геологический материал по конкретным месторождениям, показывающий, что направленные тренды зональности нередко осложнены значительными флуктуациями. Еще Ю.А. Билибин [1] указывал на возможность существования как прямого, так и обратного типа зональности, за что был незаслуженно раскритикован в печати [20 и др.]. Наличие ритмичной зональности установлено в полиметаллических месторождениях Болгарии [3, 4, 7, 16], Чехословакии [39, 40], Польши [45], Швеции [35], Югославии [6], Венгрии [49], Марокко [46], Гренландии [44], Канады [37], США [22], Мексики [43, 48] и Перу [6, 38, 52]. В СССР также отмечалось волнообразное чередование в пространстве как рудных жил рудных столбов [2], так и содержаний рудообразующих элементов [8—11, 15, 31 и др.]. Из других промышленных типов месторождений наибольшее внимание ритмичной зональности уделялось на золотоносных [11, 17, 47], колчеданно-полиметаллических [14], редкометальных [21] рудных телах и в современных геотермальных полях [42]. Одновременно Х.Л. Барнс [36] показал, что проявление моноасцендентной зональности нельзя сводить лишь к градиенту температур. Однако это положение воспринималось далеко не всеми исследователями. Анализ ритмичной зональности ограничивался чаще всего констатацией факта, и лишь в последнее время появился ограниченный круг работ, где предпринята попытка генетических интерпретаций вскрытых фактов.

## Структура зональности

Первым на необходимость изучения структуры гипогенной зональности рудных тел указал В.И. Смирнов [24]. Применительно к разным рудным формациям она изучалась А.С. Лапуховым [14], В.А. Коваленкером и В.Г. Рыбаловым [12], А.В. Канцелем, В.И. Рехарским и А.Я. Червоненкисом [10], М.С Шнайдером и С.А. Снегуром [31], а также коллективом северо- и латиноамериканских геологов под руководством У. Петерсена [38, 48, 51 и др.]. В этих исследованиях вскрыты многие важные черты зональности рудных тел, к которым мы обратимся ниже, однако, к сожалению, не сформулированы наиболее общие, генеральные закономерности, присущие любому зональному рудному телу. Поэтому, основываясь на обильном фактическом материале, принадлежащем как автору данной статьи, так и освещенном в огромном количестве публикаций по конкретным месторождениям, лишь частично цитированных в этой работе, попытаемся наметить некоторые общетеоретические положения.

1. Зональность любого рудного тела может быть описана тремя группами показателей: а) морфологической, б) концентрационной главных рудных минералов, в) концентрационной главных нерудных (жильных) минералов. На рис. 1 показана факторная модель зональности жилы 1 Чордского баритового месторождения, иллюстрирующая выдвинутое положение. Отмеченные группы показателей зональности связаны между собой определенной структурой корреляционной матрицы (см. таблицу). М.С. Шнайдер и С.А. Снегур [31] при этом считают, что именно сугубо морфологические показатели определяют "многоэтажность" рудных столбов и их волновое распределение в пространстве. В принципе такое заключение не лишено некоторого основания, поскольку, как видно из таблицы, мощность жил связана значимыми прямой корреляционной связью с концентрационными

показателями главных жильных минералов и обратной — главных рудных минералов. Вместе с тем более тщательный анализ корреляционных зависимостей в разных частях рудного тела во многом детализирует, а иногда и опровергает эти общие наблюдения. Однако такой анализ возможен лишь при компьютерном моделировании зональности.

Проанализированные нами компьютерные модели рудных тел разных месторождений составлены в продольных вертикальных проекциях по программе В.И. Щеглова [33]. Основой этих моделей является предварительная взвешенная фильтрация данных опробования и лабораторного анализа руд. Специфика этого способа заключается в предварительном подавлении проявлений локальной зональности и возможных случайных ошибок отбора и геохимического анализа проб.

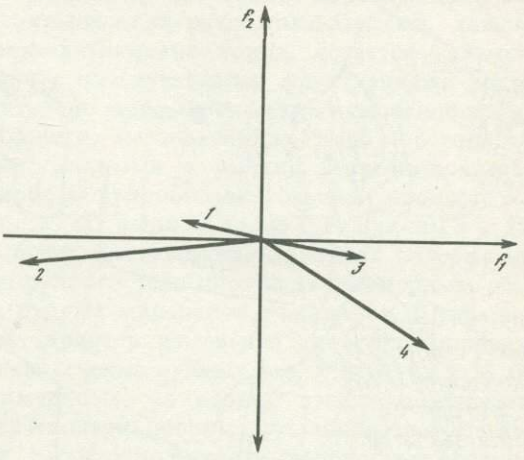



*Рис. 1.* **Положение векторов факторов зональности жилы 1 Чордского месторождения барита в минимизированном факторном пространстве**

*1* — мощность жилы; *2—4* — концентрации: *2* — барита, *3* — кальцита, *4* — кварца

При этом также исключается влияние размера и конфигурации сети опробывания. Результатом анализа являются устойчивые закономерные пространственные соотношения показателей зональности, которые можно исследовать непрерывно во всей проекции жилы [30].

На рис. 2 показано распределение коэффициентов парной корреляции между мощностью жилы 1 Чордского месторождения и содержанием в ней барита. Видно, что разные части рудного тела характеризуются разными соотношениями вплоть до инверсии значений коэффициентов корреляции от отрицательных к положительным. Несоответствие этих результатов приведенной корреляционной матрице не должно вызывать недоумения. Просто эти два метода анализа опи-

**Значимые коэффициенты парной корреляции между главными показателями зональности баритовых руд жилы 1 Чордского месторождения**

| Показатель | | Мощность | Концентрация | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Барита | Кальцита | Кварца |
| | Мощность | 1,00 | –0,62 | 0,35 | 0,41 |
| Концентрация | Барита | | 1,00 | –0,46 | –0,73 |
| | Кальцита | | | 1,00 | 0,35 |
| | Кварца | | | | 1,00 |

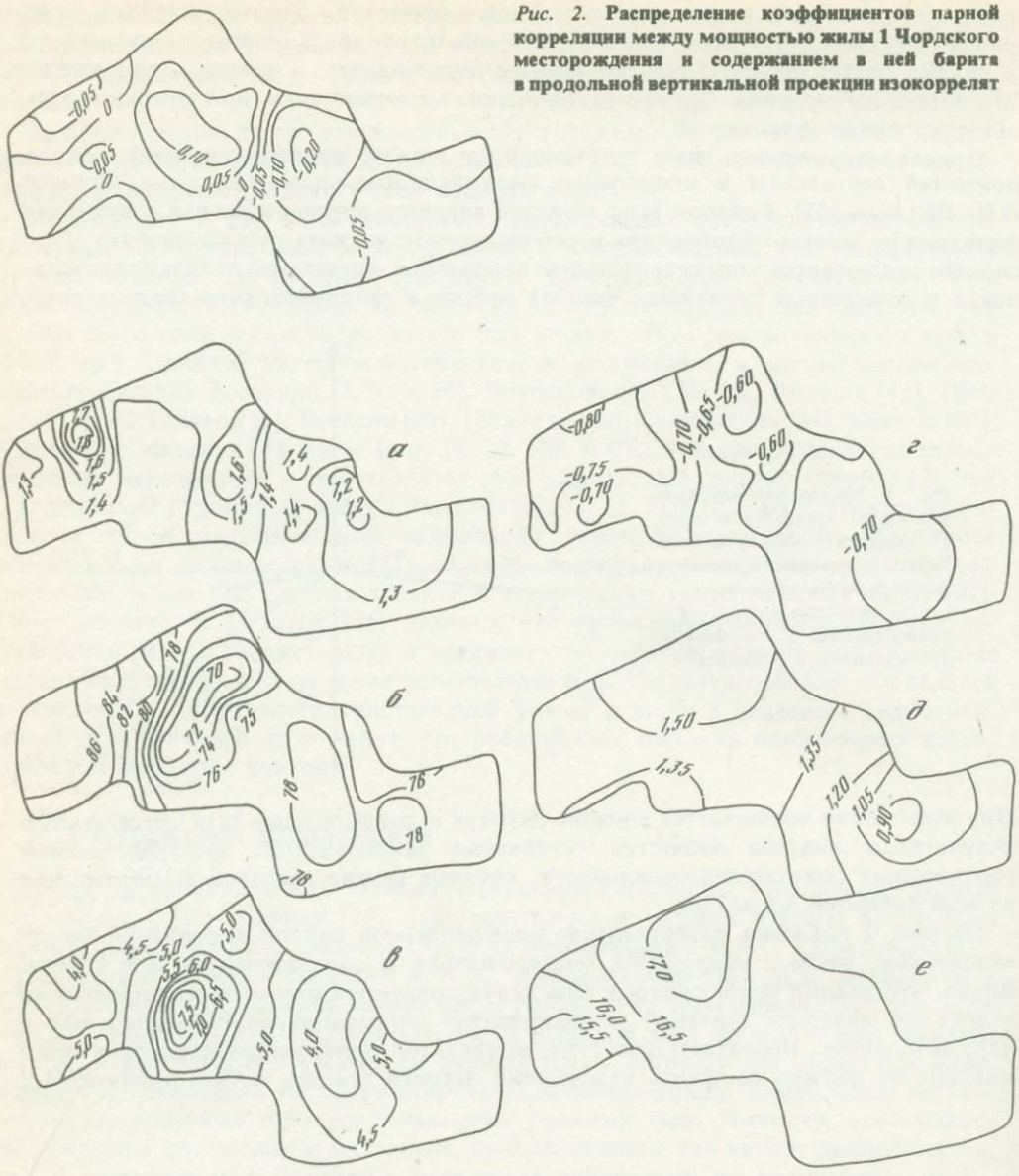



*Рис. 2.* **Распределение коэффициентов парной корреляции между мощностью жилы 1 Чордского месторождения и содержанием в ней барита в продольной вертикальной проекции изокоррелят**

*Рис. 3.* **Продольные вертикальные проекции жилы 1 Чордского месторождения барита**

*а* — изопахиты мощности; *б* — изоконцентраты барита; *в* — изоконцентраты кальцита; *г* — изокорреляты между концентрациями барита и кальцита; *д* — изоконцентраты изоморфного стронция в барите; *е* — изолинии изотопного состава серы в барите (в $^{0}/_{00}$)

сывают различные по своему масштабу явления, и если в структурных рудных столбах (раздувы жилы) действительно имеет место разубоживание сортности руды (см. таблицу), то в образовании концентрационных рудных столбов, характеризующихся повышенной сортностью руды, структурные факторы не играют сколько-нибудь заметной роли (см. рис. 2).

2. Впервые группой геологов во главе с У. Петерсеном [38, 51], а затем В.А. Коваленкером, В.Г. Рыбаловым [12] и нами [30] было показано, что упомянутые

выше три группы показателей зональности могут быть описаны на разном таксономическом уровне. В качестве последних, например, могут выступать концентрации как ведущих минералов и элементов в рудах, так и элементов-примесей и даже изотопный состав главных рудослагающих минералов. При этом характер и главные типоморфные черты вскрытых закономерностей совершенно не меняются. В качестве иллюстрации этой закономерности можно привести компьютерную модель уже рассмотренной жилы Чордского месторождения (рис. 3). Как видно, все типы изоконцентрат подчеркивают в общем один и тот же факт относительной независимости северо-западного и юго-восточного флангов жилы.

Естественно, показанные на рис. 3 закономерности требуют более углубленного анализа. Здесь же, очевидно, имеет смысл ограничиться достаточно простым обобщением, которое сводится к следующему. Поскольку характер зональности, описанный разными по своей геохимической сути показателями, каждый из которых имеет сугубо свои физико-химические корни, остается неизменным, то его своеобразие нельзя объяснить ни случайными флуктуациями рудообразовательного процесса, ни исключительно морфологическими особенностями рудных тел, как это предлагается во многих исследованиях. Характер зональности должен объясняться некими универсальными и именно геохимическими причинами, присущими практически любому рудообразовательному процессу.

3. Нами совместно с Д.В. Патаридзе [28], а годом позже Р.Р. Лукком и У. Петерсеном [48] показано, что при в общем хаотических вариациях содержаний отдельных элементов в пространстве рудного тела вполне закономерным остается распределение отношений главных рудных минералов и металлов. В упомянутых работах показан сугубо волновой характер изменения такого отношения как в вертикальном, так и в латеральном сечении рудных тел. Р.Р. Лукк и У. Петерсен [48] пришли к вполне правомерному, на первый взгляд, заключению о необходимости изучения ковариаций и ковариационных функций разных элементов. Вместе с тем их метод не лишен достаточно серьезных недостатков, главный из которых мне видится в минимизации природных вариаций изучаемых показателей зональности некоторыми достаточно простыми ковариационными функциями, полученными путем интерференции линейных функций распределения. Поэтому эти исследователи входят в противоречие с собственным геохимическим материалом, с одной стороны, показывая сложную картину распределения содержаний металлов в пространстве рудного тела, а с другой — аппроксимируя ее линейными функциями распределения. Более плодотворным представляется иной подход, предложенный в нашем совместном с В.И. Щегловым и А.А. Бахсолиани [30] исследовании. Суть его заключается, во-первых, в изучении распределения коэффициентов корреляции между главными рудными элементами в пространстве рудного тела; во-вторых, в изучении закономерностей распределения главных рудных элементов и их отношений в вертикальных и латеральных сечениях жил путем подбора соответствующих гармонических функций высокого порядка, охватывающих максимально возможное количество реальных данных анализа проб. Попробуем проиллюстрировать этот подход на конкретном примере. Для этого используем уже не мономинеральную баритовую жилу Чордского месторождения, а свинцово-цинковое рудное тело 4 Вальхохского месторождения Квайсинского рудного поля.

На рис. 4 показаны продольные вертикальные проекции этого рудного тела. Повсеместное наличие значимой положительной корреляционной связи между свинцом и цинком и закономерное распределение коэффициентов этой корреляции в пространстве свидетельствуют об одностадийности рудогенеза при совместном привносе металлов. Отмечаются увеличение свинцово-цинкового отношения вниз по разрезу и отсутствие связи концентрирования металлов со структурными особенностями рудного тела.

Дополнительная информация о структуре зональности может быть получена

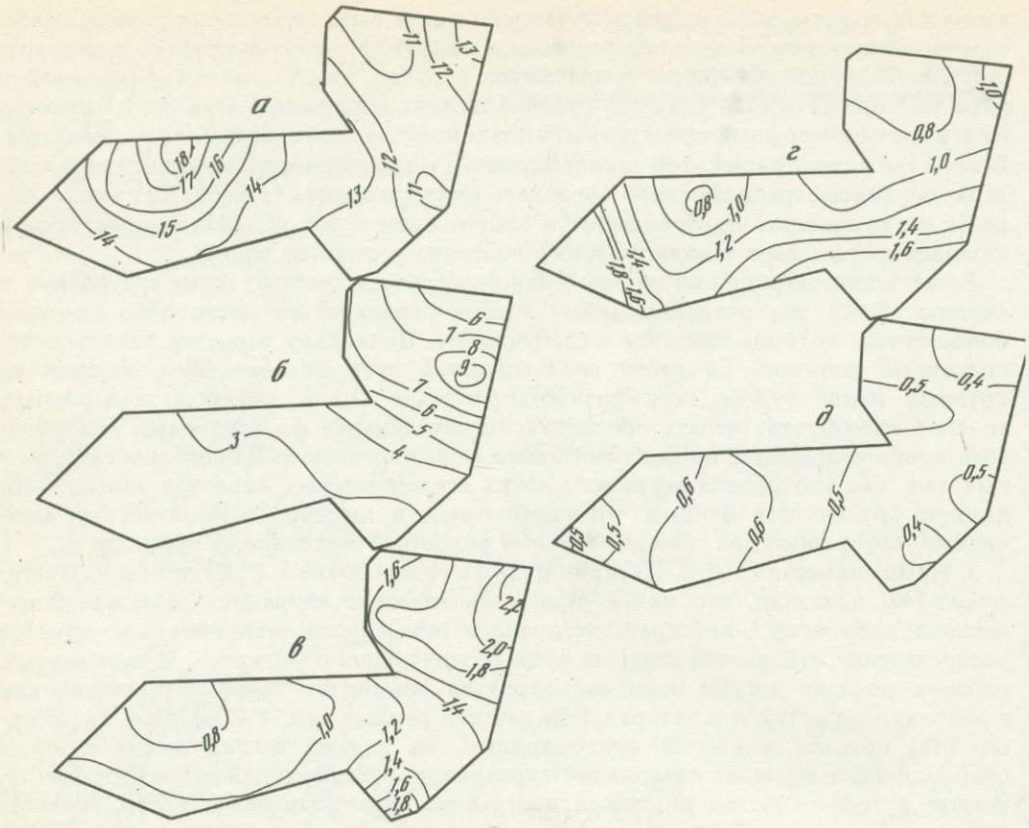



*Рис. 4.* **Продольные вертикальные проекции рудного тела 4 Вальхохского свинцово-цинкового месторождения Квайсинского рудного поля**

*а* — изопахиты мощности; *б* — изоконцентраты цинка; *в* — изоконцентраты свинца; *г* — изолинии отношения свинца к цинку; *д* — изокорреляты между концентрациями свинца и цинка

путем моделирования значений показателей зональности в вертикальном сечении рудного тела. Такое моделирование, как отмечалось, состоит в подборе соответствующей функции распределения высокого порядка. Этот метод отличается от обычных статистических приемов тем важнейшим обстоятельством, что характер трендов не зависит от вертикального расстояния между разведочными горизонтами. На рис. 5 показаны тренды вертикальной изменчивости концентраций цинка и свинца в рудах. Они характеризуются волновым характером, но период гармонической функции различен для разных металлов. Поэтому возникает интересное явление, впервые описанное А.Г. Жабиным и др. [8], когда в вертикальном разрезе рудного тела закономерно чередуются два контрастных типа участков, в первом из которых происходит синхронное изменение концентраций ведущих металлов, а во втором наблюдается независимая изменчивость этих параметров. Именно это обстоятельство и обосновывает необходимость изучения распределения отношений концентраций металлов в пространстве как результирующей функции, полученной при интерференции элементарных функций распределения концентраций отдельных металлов. Поскольку каждая из таких элементарных функций сама по себе не является линейной (см. рис. 5), естественно, аналитическое выражение результирующей функции будет описываться полиномами высоких порядков.

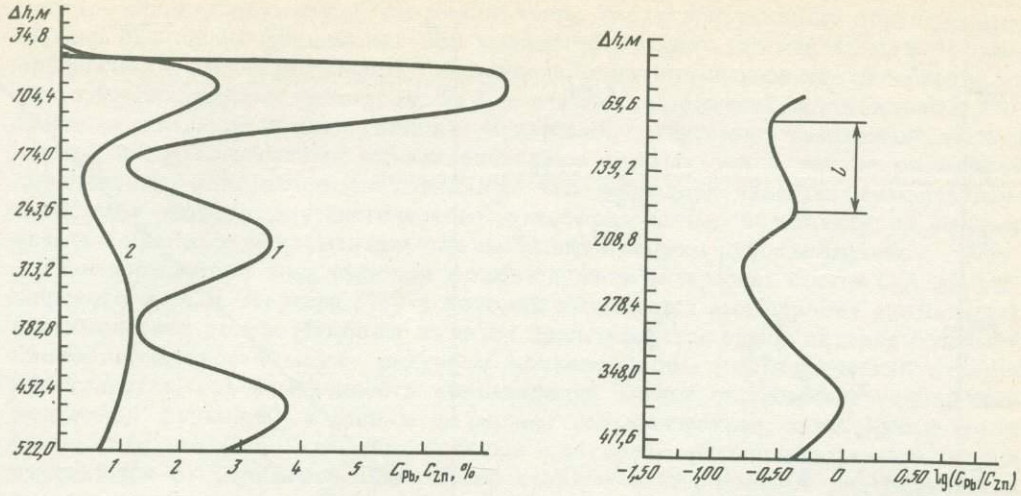



*Рис. 5.* **Тренды вертикальной изменчивости содержаний цинка (*1*) и свинца (*2*) в рудном теле 4 Вальхохского месторождения**

$C_{Pb}, C_{Zn}$ — концентрации свинца и цинка в рудах; $\Delta h$ — расстояние от поверхности, ограничивающей вертикальное распространение рудного тела

*Рис. 6.* **Ритмичная зональность рудного тела 4 Вальхохского месторождения**

*l* — шаг зональности; остальные обозначения см. рис. 5

На рис. 6 показана зависимость отношения свинца к цинку от глубины в рассматриваемом рудном теле, которая имеет волновой характер. Именно это явление — волновое распределение отношений главных рудообразующих металлов в пространстве рудного тела — было названо нами его ритмичной зональностью [28, 29]. Как любая гармоническая функция, ритмичная зональность характеризуется соответствующим периодом. Половина периода функции, или расстояние между контрастными участками рудных тел, максимально обогащенными разными металлами, названа нами шагом ритмичной зональности (см. рис. 6).

4. Не может вызывать сомнения и следующая закономерность. Поскольку тренд ритмичной зональности является результирующей функцией, полученной путем интерференции элементарных функций распределения содержаний металлов в пространстве всего рудного тела, то шаг ритмичной зональности должен функционально зависеть от общего размаха оруденения в целом по всей рудоносной структуре. Автору этой статьи совместно с Д.В. Патаридзе [28] удалось путем анализа ритмичной зональности на 26 полиметаллических жильных месторождениях мира найти простую функциональную зависимость между шагом зональности $l$ и вертикальным размахом оруденения $H$. В настоящее время мне удалось пополнить эти данные некоторыми новыми материалами, в результате чего появилась возможность слегка скорректировать полученные в предыдущем исследовании результаты.

На рис. 7 приведен анализ такой функциональной зависимости. Естественно, из литературы были почерпнуты не непосредственно значения шага зональности, поскольку такого рода исследования ранее не проводились, а фактические данные для последующих расчетов. Весьма высокое значение коэффициента парной корреляции ($r = 0{,}94$) между размахом оруденения и шагом ритмичной зональности позволило надежно отстроить калибровочный график методом наименьших квадратов [32]:

$$H = r(S_H/S_l), \qquad (1)$$

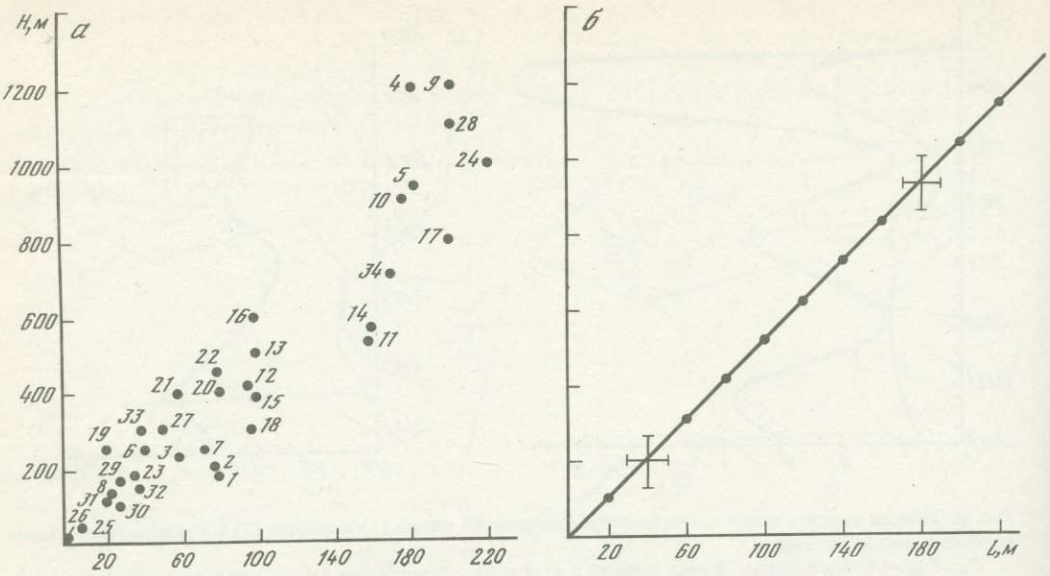



*Рис. 7.* **Соотношение вертикального размаха рудных жил и шага ритмичной зональности**
*а* — фактические данные; *б* — корреляционный график и его доверительный интервал

Рудные тела полиметаллических месторождений: *1—3* — Вайо, Мерисское рудное поле Аджарского рудного района [15]; *4—8* — Квайсинское рудное поле Юго-Осетинского рудного района ([8], новые данные автора): *4* — Верхняя Квайса, *5* — Вальхох, *6* — Варахком, *7* — Скатыком, *8* — Раздаранком; *9, 10* — Садон-Унальский рудный район: *9* — рудное тело Новое Садонского рудника [11], *10* — Згид [9]; *11, 12* — полиметаллические жилы Тургая [34]; *13—15* — полиметаллические месторождения Болгарии: *13* — Лозен, Восточно-Родопский рудный район [4]; *14, 15* — Устрем, Старо-Планинский рудный район [16]; *16, 17* — рудный район Баньска Щавница: *16* — жила Розалия, месторождение Годруша [10], *17* — Пуканек [39]; *18* — жила Карой, месторождение Дьёдьёшороси, Венгрия [49]; *19* — Клуче, Силезско-Краковский рудный район [45]; *20* — Странтрг, Югославия [6]; *21* — Саксбергет, Центральная Швеция [35]; *22* — жила Сигнал, месторождение Джебел Ауам, Центральное Марокко [46]; *23* — Блайклиппен, Гренландия [44]; *24* — полиметаллические жилы рудного района Бингем, Юта, США [22]; *25, 26* — полиметаллические жилы месторождения Пайн Пойнт, Большое Невольничье озеро, Канада [37]; *27—32* — месторождения Перу: *27* — Серро-де-Паско [6], *28* — Касапалка [6], *29* — Чилете [52], *30—32* — рудный район Гуачоколпа[38]: (*30* — Чайна Херехе, *31* — Лучито IV, *32* — Пирата II; *33, 34* — месторождения Мексики: *33* — жила Мадре, месторождение Топия, рудный раойн Дуранго [48], *34* — Сьерра-де-Санта Мария, рудный район Велардень [43]

где $S_H$ и $S_l$ — среднеквадратические отклонения в статистических множествах вертикального размаха оруденения ($\tilde{H}$) и шага ритмичной зональности ($\tilde{l}$). Эмпирическое уравнение линейной регрессии, таким образом, имеет вид

$$\tilde{H} = 5,17\tilde{l}. \qquad (2)$$

Доверительный интервал уравнения, оцененный по *t*-критерию Стьюдента [32]

$$t = \pm S_H; \; S_l/N, \qquad (3)$$

где $N$ — число наблюдений, имеет довольно узкие рамки:

$$t_H = \pm 58{,}5 \text{ м}; \; t_l = \pm 10{,}6 \text{ м},$$

где $t_H$ и $t_l$ — доверительные интервалы статистических множеств $\tilde{H}$ и $\tilde{l}$ соответственно.

Рассмотренные выше генеральные особенности зональности жильных рудных тел приводят к ряду интересных выводов, помогающих пролить свет на генезис ритмичной зональности: а) наблюдаемый во всех без исключения рассмотренных

месторождениях ритмичный тип зональности, характеризующийся определенным шагом; б) наличие функциональной зависимости между вертикальным размахом оруденения и шагом ритмичной зональности, однотипный характер распределения как главных рудных металлов, так и элементов-примесей и стабильных изотопов в главных рудослагающих минералах, отсутствие взаимозависимости между морфологическими характеристиками рудных тел и шагом ритмичной зональности, однозначно указывающее, что последняя является имманентным свойством любого эпигенетического рудообразования, а причину ее следует искать в наиболее фундаментальных свойствах процесса рудоотложения.

Подтверждением этих выводов может служить интересная статья С.А. Сандомирского и М.Д. Каргера [23], в которой исследуется анизотропия аномальных геохимических полей. Наиболее важным представляется вывод авторов о прямой пропорциональности между радиусом влияния пробы (геометрический отрезок пространства, где изменчивость концентраций может описываться единой элементарной функцией) и общим размахом геохимического поля. Кроме того, было показано [10], что спектральные плотности ритмичности закономерно изменяются от периферических частей геохимических полей к центральным и далее к рудным телам. Следовательно, существуют первые указания на то, что впервые вскрытые нами закономерности, очевидно, вообще можно распространять на любое проявление эпигенетического гидротермального минерагенеза.

## Генезис ритмичной зональности

В наших предыдущих исследованиях [28—30] мы представили генетическую модель ритмичной зональности. Поскольку в данной статье рассматриваются наиболее фундаментальные особенности зональности рудных тел и предпринята попытка создания хотя бы в эмбриональном состоянии теории ритмичной зональности, здесь вопросы ее генезиса освещены в наиболее общем виде.

Приведенный выше материал показывает, что ритмичная зональность может возникать лишь при неравновесности рудообразования в градиентных условиях. В проанализированных ранее [28] исследованиях А.А. Беляева, А.А. Гарибянца, В.С. Голубева, И.К. Карпова, А.С. Лапухова, В.Н. Шарапова, А.Я. Червоненкиса и др., а также в недавней публикации А.А. Пэка и его соавторов [19] обычно рассматриваются термоградиентные поля. Нами также условно в качестве переменного параметра, обусловливающего зональное отложение оруденения в жилах, принят градиент температур, хотя в каждом конкретном случае могут выступать и другие параметры, такие, как фильтрационный эффект в породах разной проницаемости [19], скорость осаждения сульфидов различных металлов на геохимических барьерах и др. Важно другое: градиент любого параметра характеризует всю систему рудоотложения в целом, а не какую-либо отдельно взятую ее часть. Иными словами, обогащение некоторых горизонтов и участков рудных тел определенными металлами нельзя рассматривать в отрыве от всей системы рудоотложения.

Автором совместно с Д.В. Патаридзе [28] для объяснения генезиса ритмичной зональности использована модель протекания конкурирующих химических реакций. Для простоты было допущено, что накопление свинца и цинка в рудах определяется простыми реакциями осаждения сульфидных форм:

$$Zn^{2+} + S^{2-} \xrightarrow{k_1} ZnS, \qquad (4а)$$

$$Pb^{2+} + S^{2-} \xrightarrow{k_2} PbS, \qquad (4б)$$

где $k_1$, $k_2$ — константы скоростей реакций (4а) и (4б). Тогда анионы сульфидной серы реагируют как с катионом свинца, так и цинка, и реакции (4а) и (4б) конкурируют между собой. Скорости же образования галенита и сфалерита определяются

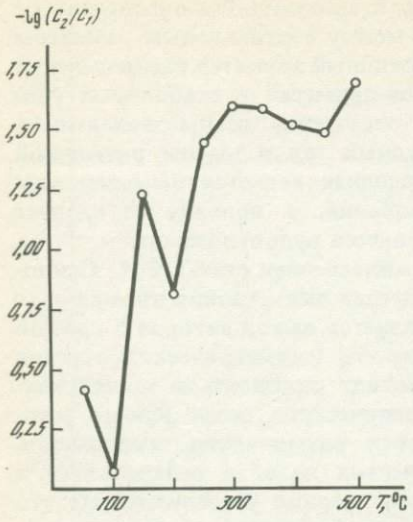



*Рис. 8.* **Соотношение концентраций осажденных из модельного раствора галенита и сфалерита [29]**

$C_1$ и $C_2$ — отношение концентраций сфалерита и галенита к их молекулярным весам

уравнениями

$$d(C_{ZnS})/dt = k_1(C_{Zn^0} - C_{ZnS})(C_{S^0} - C_{ZnS}), \quad (5а)$$

$$d(C_{PbS})/dt = k_2(C_{Pb^0} - C_{PbS})(C_{S^0} - C_{PbS}), \quad (5б)$$

где $t$ — время, прошедшее с начала реакции; $C_{PbS}$ и $C_{ZnS}$ — концентрации галенита и сфалерита; $C_{Zn^0}$, $C_{Pb^0}$, $C_{S^0}$ — концентрации цинка, свинца и серы в растворе.

Было показано [28], что $k_i t = a_i/a_{i(равн.)}$, где $a_i$ и $a_{i(равн.)}$ — реальная и равновесная активности $i$-го компонента раствора. С учетом этого положения, интегрируя (5а) и (5б) при граничных условиях

$$\text{при } t = 0 \quad \begin{cases} C_{ZnS} = 0 \\ C_{PbS} = 0 \end{cases} \quad (6)$$

можно получить аналитические выражения для расчета концентраций сфалерита и галенита для любых $P$—$T$ условий [28]:

$$C_{ZnS} = C_{Zn^0}C_{S^0}\frac{1 - \exp\{-(a_{Zn}/a_{Zn\,(равн.)})(C_{S^0} - C_{Zn^0})\}}{C_{S^0} - \exp\{-(a_{Zn}/a_{Zn\,(равн.)})(C_{S^0} - C_{Zn^0})\}}, \quad (7а)$$

$$C_{PbS} = C_{Pb^0}C_{S^0}\frac{1 - \exp\{-(a_{Pb}/a_{Pb\,(равн.)})(C_{S^0} - C_{Pb^0})\}}{C_{S^0} - \exp\{-(a_{Pb}/a_{Pb\,(равн.)})(C_{S^0} - C_{Pb^0})\}}. \quad (7б)$$

Таким образом, нетрудно заметить, что относительная распространенность сфалерита и галенитана определенном уровне рудного тела зависит от того, какова здесь степень пересыщения гидротермального раствора по свинцу и цинку. Поскольку динамика насыщения флюида этими металлами не симметрична [28], то по мере падения температуры обязательно должно наблюдаться гармоническое изменение отношения концентраций их сульфидов (рис. 8).

Здесь мы подходим к прозорливому наблюдению В.И. Смирнова, вынесенному в эпиграф данной статьи [25]: зональность определяется парагенетическим состоянием руды, и явление зональности нельзя изучать в отрыве от парагенетического анализа. Между тем в последние 20 лет, как правило, исследователи мало обращали внимание на отмеченное высказывание В.И. Смирнова, в связи с чем в теории зональности рудных месторождений наметился тревожный кризис, обусловивший резкое отставание ее от развития современных взглядов на природу рудообразовательного процесса. Преодоление этого кризиса представляется возможным только при трех условиях: а) если исследователи смогут отказаться от классических взглядов на равновесную природу рудообразования; б) если представления о генезисе рудных месторождений будут базироваться на объемном моделировании рудных тел с учетом вариаций в пространстве всех минералогических, геохимических и физико-химических параметров; в) если будут скрупулезно изучаться отношения и корреляция между этими параметрами и их распределение в пространстве рудных тел.

## Заключение

В настоящей статье предпринята попытка развития представлений академика В.И. Смирнова о зональности жильных рудных тел. Автор постарался также сформулировать некоторые, с его точки зрения фундаментальные положения о ритмичной зональности как об имманентном свойстве любого рудообразовательного процесса. Главные выводы сводятся к следующему.

1. Зональность любого рудного тела может быть описана тремя группами показателей: а) морфологической, б) концентрационной главных рудных, в) нерудных минералов. Морфологические показатели определяют положение рудного тела в структуре месторождения и распределение в пространстве мощностей руд. Концентрационные показатели определяют характер зональности в собственном смысле этого слова.

2. Зональность рудного тела может быть описана на равном таксономическом уровне. В качестве показателей зональности могут выступать концентрации минералов, элементов, изоморфных примесей и стабильных изотопов в главных рудослагающих фазах. То обстоятельство, что разные по своей таксономической нагрузке показатели описывают одинаковые закономерности, свидетельствует о связи зональности с наиболее фундаментальными характерными чертами рудообразования.

3. При изучении вариаций отношений главных рудных элементов в пространстве рудного тела повсеместно обнаруживается волнообразное, ритмичное их чередование по вертикали и латерали. Такая ритмичная зональность имеет свой шаг, равный половине длины волны гармонической функции.

4. Между шагом зональности и общим вертикальным размахом оруденения существует четкая прямо пропорциональная связь, имеющая большое значение не только для прогнозной оценки глубоких горизонтов месторождений, но и для объяснения вопросов генезиса данного типа зональности.

Генетическая модель ритмичной зональности базируется на представлении о неравновесности рудообразования и о наличии градиентов главных параметров рудообразования. Шаг зональности полностью определяется абсолютной величиной таких градиентов.

### Литература


1. *Билибин Ю.А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1951. Ч. 80, вып. 2. С. 81—87.
2. *Богацкий В.В.* О волновом характере локализации эндогенного оруденения по вертикали // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 22—29.
3. *Богданов Б., Рашков Р., Ярмов Г.* Закономерности в разпределението на медта, молибдена и кобалта в находищата от Росенското рудно поле // Изв. науч.-изслед. геол. ин-т при комитета по геология. 1967. Т. 4. С. 73—85.
4. *Богданов К.* Ендогенна зоналност в Лозенскотого рудно поле, Източни Родопи // Рудообразуватлни процеси и минерални находища. С.: БАН, 1983. Т. 18, С. 48—60.
5. *Василев Л.* Към проблемата за първична регионална и възлова зоналност на горнокредно-палеоцелските рудни формации в югоизточна България // Год. упр. за геол. прауч-вания. 1959. Т. 10. С. 45—69.
6. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 626 с.
7. *Димитров Р., Гаджева Т., Караджов М.* Полиметалното находище "Крив Габър" // Сборник в чест на академика Йовчо Смилов Йовчев. С. 1964. С. 447—472.
8. *Жабин А.Г., Тамазашвили Н.А., Мешвилдишвили Т.А.* и др. Прогнозирование на глубину полиметаллического оруденения Квайсинского рудного поля (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 2. С. 410—412.
9. *Златогурская И.П.* Первичная зональность на Згидском полиметаллическом месторождении // Сов. геология. 1958. N 6. С. 145—156.
10. *Канцель А.В., Рехарский В.И., Червоненкис А.Я.* Нелинейные эффекты в гидротермальном рудообразовании и ритмическая зональность оруденения // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1979. С. 91—102.
11. *Кобилев Г.А.* К вопросу о причинах изменения содержаний свинца и цинка на Садонском месторождении // Изв. вузов. Цв. металлургия. 1963. N 6. С. 10—19.

12. *Коваленкер В.А., Рыбалов В.Г.* О ритмичности вертикальной зональности рудных тел Кочбулакского месторождения // Вертикальная зональность магматогенных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 140—158.
13. *Кутина Я., Парк Ч.Ф. (мл.), Смирнов В.И.* К понятию зональности и к соотношению между зональностью и парагенезисом // Тр. конф. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1965. С. 581—588.
14. *Лапухов А.С.* Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
15. *Магалашвили А.Г., Твалчрелидзе А.Г.* Локальная зональность жильного полиметаллического оруденения Мерисского рудного узла (Аджарская АССР) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120, N 2. С. 345—348.
16. *Милев В.Р., Милева Г.М.* Геология и характерни особености на олово-цинковото месторождени Устрем // Тр. върху геол. Бълг. Геохимия, минералогия и петрография. 1963. Кн. 4. С. 173—190.
17. *Нарсеев В.А.* О соотношении эндогенной зональности и вертикального размаха оруденения в зональных месторождениях // Геология и разведка рудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 7—8.
18. *Онтоев Д.О.* Условия и главные факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974. Т. 2. С. 123—163.
19. *Пэк А.А., Мальковский В.И., Арсеньев П.А.* и др. О распределении температуры в вертикальном разломе при восходящем движении гидротермальных растворов // Геология руд. месторождений. 1987. N 6. С. 93—96.
20. *Радкевич Е.А.* О типах вертикальной и горизонтальной зональности // Сов. геология. 1959. N 9. С. 70—85.
21. *Ройкович И.* Минералого-геохимическая зональность на руднике Рудяны // Тр. симпоз. по пробл. петрогенезиса и геохимии геологических процессов. Братислава, 1979. С. 171—182.
22. *Рубрайт Р.Д., Харт О.Дж.* Полиметаллические руды района Бингем, штат Юта // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. Т. 1. С. 358—384.
23. *Сандомирский С.А., Каргер М.Д.* Анизотропия аномальных геохимических полей месторождений олова // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, N 5. С. 1226—1228.
24. *Смирнов В.И.* Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. N 3. С. 15—26.
25. *Смирнов В.И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность // Тр. конф. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1965. Т. 2. С. 35—46.
26. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
27. *Смирнов С.С.* К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. N 6. С. 1071—1082.
28. *Твалчрелидзе А.Г., Патаридзе Д.В.* Ритмичная зональность жильных свинцово-цинковых месторождений // Геология руд. месторождений. 1987. N 4. С. 25—34.
29. *Твалчрелидзе А.Г., Магалашвили А.Г., Бахсолиани А.А.* Ритмичная зональность жильных полиметаллических месторождений и вопрос ее генезиса // Geol. Carpathica. 1987. Vol. 38, N 2. P. 225—236.
30. *Твалчрелидзе А.Г., Щеглов В.И., Бахсолиани А.А.* Многофакторная модель зональности жильных месторождений и методика количественной прогнозной оценки их глубоких горизонтов // Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Многофакторные модели рудных месторождений". Тбилиси, 1988. С. 21—23.
31. *Шнайдер М.С., Снегур С.А.* Морфология жил Смирновского месторождения и закономерности распределения в них оруденения // Геология руд. месторождений. 1989. N 3. С. 65—73.
32. *Шторм Р.* Теория вероятностей. Математическая статистика. Статистический контроль качества. М.: Мир, 1970. 368 с.
33. *Щеглов В.И.* Скрытая ритмичность колчеданных рудных тел // Геология руд. месторождений. 1988. N 2. С. 39—48.
34. *Ярмоленко А.С.* О зональности щелочных металлов на стратиформных месторождениях в связи с вопросом их генезиса (на примере полиметаллического оруденения) // Геология, закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1974. С. 95—104.
35. *Amcoff O., Jeppson M., Selkmann S.* Distribution and zoning of silver and associated metals in the complex sulfide deposit at Saxberget, Central Sweden // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 3. P. 414—426.
36. *Barnes H.L.* Mechanisms of mineral zoning // Ibid. 1962. Vol. 57, N 1. P. 30—37.
37. *Bell J.M.* Genesis of lead-zinc deposits at Pine Point, Grate Slave Lake // Ibid. 1931. Vol. 26, N 6. P. 611—624.
38. *Birnie R.W., Petersen U.* The paragenetic association and compositional zoning of lead sulfosalts at Huachocolpa, Peru // Ibid. 1977. Vol. 72, N 6. P. 983—992.
39. *Burian J., Slavkay M., Stohl J.* et al. Metalogeneza neovulkanitov Slovenska. Br.: ALFA, 1985. 270 S.
40. *Drabant J.* Analysis of variance of ore mineralization components of the Rozalia vein at the Godruša mine in classification according to two factors // Geol. carpathica. 1984. Vol. 35, N 6. P. 705—725.
41. *Emmons W.H.* The principles of economic geology. N.Y.: McGraw-Hill, 1940. 529 p.
42. *Ewers G.R., Keays R.R.* Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 7. P. 1337—1354.
43. *Gilmer A.L., Clark K.F., Hernandez I.* et al. Sierra de Santa Maria, Velardena mining district, Durango, Mexico // Econ. Geol. 1988. Vol. 83, N 8. P. 1802—1829.
44. *Gross W.H.* The direction of flow of mineralizing

solution, Blyklippen Mine, Greenland // Ibid. 1956. Vol. 51, N 5. P. 415—431.
45. *Harańczik Cz.* Vertical ore-zoning in the zone of faulting observed in Klucze near Olkucz (Silesian and Cracovian lead and zinc deposits) // Problems of postmagmatic ore deposition with special reference to the geochemistry of ore veins. Prague: Geol. Surv. Czechosl. 1963. Vol. 1. P. 248—253.
46. *Jébrak M.* Le district filonien a Pb-Zn-Ag et carbonates de Jebel Aouam (Maroc central) // Bull. miner. 1985. Vol. 108, N 3/4. P. 487—498.
47. *Kamilli R.J., Ohmoto H.* Paragenesis, zoning, fluid inclusions, and isotopic studies of Finlandia vein, Colqui district, Central Peru // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 6. P. 950—982.
48. *Loucks R.R., Petersen U.* Polymetallic epithermal fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico: Pt. II. Silver mineral chemistry and high resolution patterns of chemical zoning in veins // Ibid. 1988. Vol. 83, N 8. P. 1529—1559.
49. *Morvai G.* Hungary // Mineral deposits of Europe. L. 1983. Vol. 2. P. 13—53.
50. *Park C.F.* The zonal theory of the ore deposits // Econ. Geol. 1955. Vol. 50, N 2. P. 226—248.
51. *Petersen U., Noble D.C., Arenas M.J.* et al. Geology of the Julcani mining district, Peru // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 6. 3. 931—949.
52. *Simons F.S.* The lead-zinc veins of the Chilete mining district at Northern Peru // Ibid. 1955. Vol. 50, N 4. P. 399—419.
53. *Spurr J.E.* The ore magmas. N.Y.: McGraw-Hill, 1923. 905 p.

УДК 553.2:550.84

*Г.Б. Наумов*

# Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования

В предисловии к своей фундаментальной работе "Геология полезных ископаемых" В.И. Смирнов [39] отмечал, что в ней не только зафиксировано состояние наших знаний, но и приподнимается завеса в мир неизвестного в области генезиса полезных ископаемых. Рассматривая каждую группу месторождений, В.И. Смирнов выделял два основных направления конкретного знания, характеризующих этот своеобразный природный объект: физико-химические и геологические условия образования. Такое разделение не случайно, так как оно отражает тенденции развития геологической науки во второй половине нашего столетия.

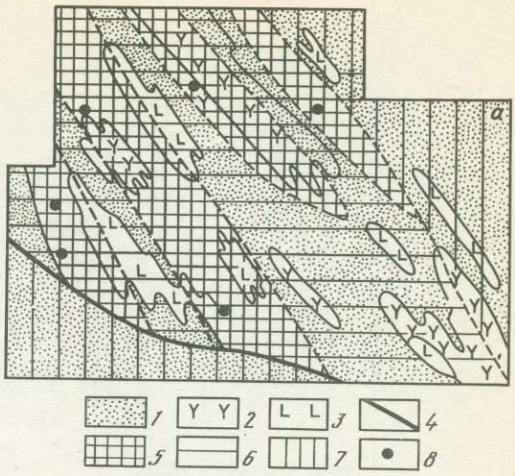
Дифференциация геологической науки и связанная с этим специализация отдельных ее направлений, с одной стороны, привела к накоплению точных конкретных данных, создающих базу для дальнейшего движения теоретической мысли, с другой — разобщила представителей этих направлений, осложнила их взаимопонимание. В результате точные физико-химические данные далеко не всегда полностью согласуются с результатами изучения геологического пространства, а геолого-структурные исследования все больше отрываются от реального вещества, выполняющего эти структуры, и от физико-химических законов его развития. Исследователи разных направлений обычно игнорируют важные эмпирические обобщения, получаемые в смежных дисциплинах. В результате целый ряд парадоксов не находит объяснения в рамках существующих представлений о генезисе рудных месторождений. Множество частных моделей не облегчает понимание не только самого явления накопления значительных масс аномально высоких содержаний отдельных элементов в локальных участках геологического пространства, но и генезиса отдельных месторождений. Остановимся лишь на некоторых кардинальных парадоксах и возможных путях их решения.

## Рудная специализация магм

Одной из популярных идей рудообразования является рудная специализация магм и магматических комплексов. При этом под "специализацией" обычно понимается простое повышение содержания отдельных рудных элементов по сравнению с их кларком для данного типа пород [7]. Успех этой идеи в значительной мере обусловлен ее простотой и согласованностью с концепцией отщепления специализированных рудоносных растворов от кристаллизующихся магматических расплавов. Сложнее с ее эмпирическим обоснованием, строящимся главным образом на методе "выборочных примеров". Если базироваться на всем комплексе геологических данных, то мы должны прийти к выводу, что надежность такого критерия рудоносности весьма сомнительна. Хотя повышенные содержания рудных элементов могут быть благоприятным фактором для формирования их месторождений, его нельзя считать ни необходимым, ни достаточным. В литературе описано огромное число примеров, иллюстрирующих отсутствие корреляции между фоновым содержанием элементов и наличием месторождений. В работе [25] приведены примеры для олова и урана, когда при низких фоновых содержаниях отмечается наличие богатых месторождений, в то время как магматические породы с 10-кратным и более превышением этих значений не сопровождаются никакими рудными проявлениями. В последнее время количество таких наблюдений значительно увеличилось. Более того, все больше открывается месторождений, вообще не связанных с теми или иными магматическими комплексами. Среди стратиформных месторождений, кроме традиционных полиметаллов, существенную роль начинают играть месторождения сурьмы, ртути, вольфрама, олова, молибдена, редких и благородных металлов [11]. Растет количество месторождений в черных сланцах. Появились также месторождения типа "несогласия". Многие из них вообще не удается связать с какой-либо магматической деятельностью, хотя по характеру парагенезисов рудных и жильных минералов они часто мало отличаются от типичных магматогенных.

Анализ пространственного размещения сходных по составу месторождений для достаточно крупных территорий не обнаруживает их связи с какими-либо конкретными магматическими, метаморфическими или осадочными комплексами, но все месторождения, как правило, расположены в пределах достаточно крупных и долгоживущих тектонических зон, а время их формирования совпадает с периодами активного тектонического развития (рис. 1). Стабильные блоки не несут эндогенного оруденения. Е.И. Паталаха, рассматривая закономерности размещения месторождений Рудного Алтая, Каратау, Центрального Казахстана, Джунгарского Алатау и других районов с позиций тектонофаций, приходит к выводу о приуроченности максимальных рудных концентраций к зонам "повышенной дислоцированности", что, по его мнению, доказывает образование месторождений путем ремобилизации рудного вещества, рассеянного в породах различного генезиса [29]. Все это наводит на мысль, что появление участков с аномально высоким содержанием отдельных элементов определяется не столько типом магматизма, сколько особенности геохимического фона, связанного со зрелостью геологических структур.

Появившиеся в последнее время результаты детального изучения распределения рудных элементов в рудах, надфоновых ореолах, в пределах всего месторождения и окружающего его геологического пространства вскрывают не известные ранее закономерности. Так, точечное опробование горных пород выявило значительно более неоднородное распределение рудных элементов не только в околорудных ореолах, но и за пределами по сравнению с тем, которое наблюдается в аналогичных породах вне месторождений. При этом наряду с содержаниями выше среднефоновых для данного региона большая группа проб



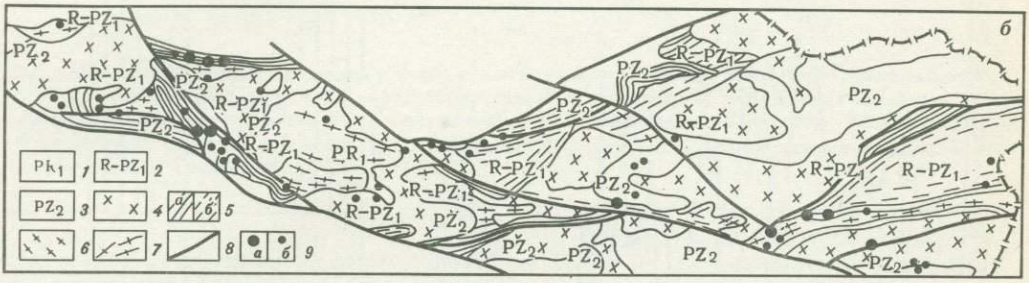




*Рис. 1.* **Связь пространственного распределения рудных месторождений с тектоническими структурами [29]**

*а* — район Шубнинского и Успенского месторождений, Алтай (по Г.М. Курбатову): *1* — вулканогенно-осадочные породы; *2* — амфиболиты; *3* — диабазы; *4* — молодые разломы; *5—7* — тектонофации: *5* — высокие, *6* — средние, *7* — низкие; *8* — месторождения и рудопроявления; *б* — Джунгарский Алатау (по А.В. Смирнову): *1* — сланцево-гнейсовый фундамент; *2* — карбонатный чехол; *3* — вулканогенные толщи; *4* — гранитоиды; *5* — зоны динамометаморфизма (*а* — высокие, *б* — низкие тектонофации); *6* — пересекающаяся шовная складчатость; *7* — шовная складчатость катазоны; *8* — главные разломы; *9* — месторождения (*а*) и рудопроявления (*б*)

имеет содержания существенно ниже фонового. Эта закономерность хорошо видна на профилях опробования (рис. 2) и при сравнении гистограмм распределения элементов в группах однотипных пород с различной степенью изменения (рис. 3). Если для первичных неизмененных пород обычно характерно одномодальное распределение содержаний рудных элементов, отвечающее основному процессу формирования породы, то в измененных породах появляются еще два новых максимума — в области более низких и более высоких содержаний. В результате растет дисперсия содержаний, но не за счет привноса рудного вещества извне, а за счет его перераспределения в самой породе.

Устойчивость таких явлений для многих месторождений позволила высказать предположение, что рост дисперсии содержаний может быть надежным индикатором рудного процесса и его следует использовать в поисковой практике [13]. Статистическая обработка массового опробования ряда месторождений показала, что участки возрастания дисперсии слагают своеобразные ореолы, далеко выходящие за пределы первичных надфоновых ореолов, сопровождающих рудные тела. Они названы субфоновыми ореолами [10].

На ряде месторождений в субфоновых ореолах средняя концентрация рудных элементов оказалась несколько ниже, чем для регионального геохимического фона. Были выявлены обширные области дефицита рудного компонента в пределах самого месторождения или вблизи него [20, 26].

Появившиеся в последнее время методы локального микроанализа позволили проследить начало процессов перераспределения рудных примесей в породах начиная с микроуровня. В первичных неизмененных магматических породах

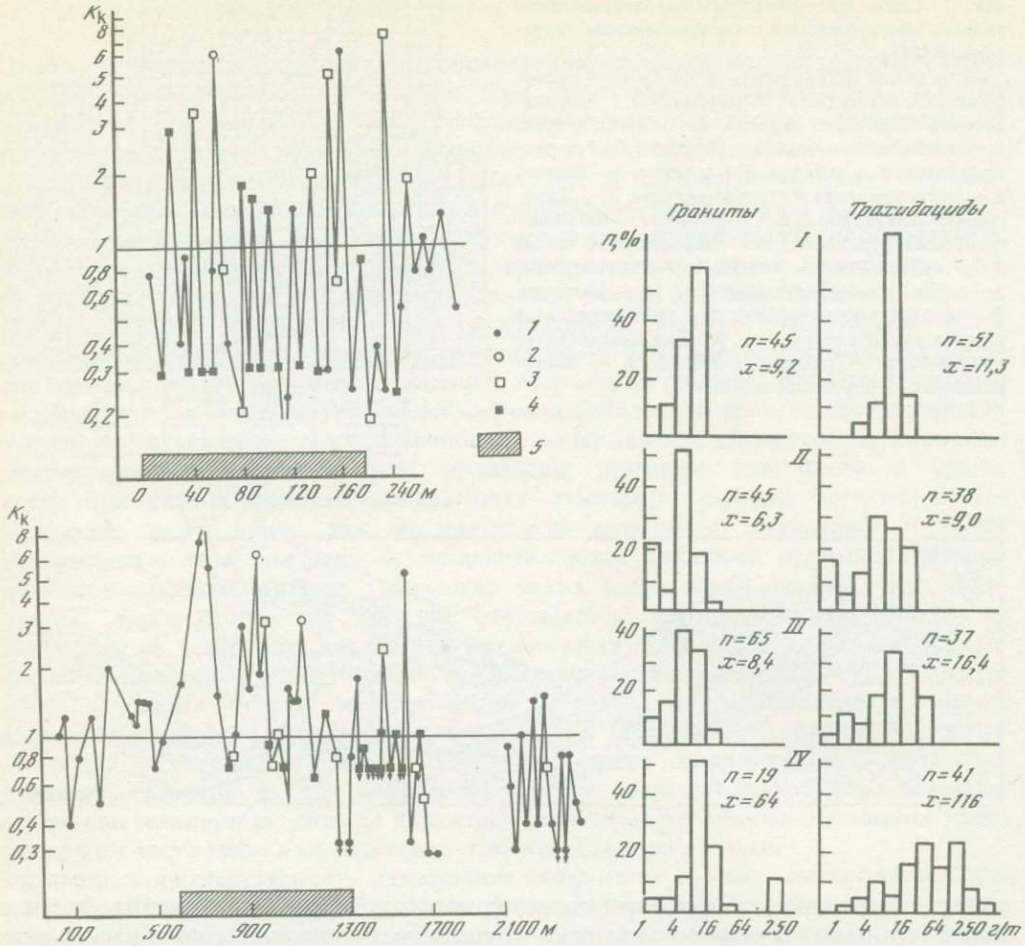



*Рис. 2.* **Распределение урана во вмещающих породах пятиметального месторождения [23]**

*1—4* — пробы сланцев: *1* — слюдистых, *2* — углистых, *3* — углеродсодержащих, *4* — амфиболовых; *5* — участок пучка рудных жил

*Рис. 3.* **Распределение урана в околорудном ореоле по группам пород с различной степенью изменения [21]**

*I* — неизмененные, *II* — слабо измененные, *III* — сильно измененные породы, *IV* — рудные зоны; *n* — число проб; $\bar{x}$ — среднее содержание

значительная часть рудных элементов часто равномерно рассеяна в породообразующих минералах. Естественно, что эта часть рудных элементов прочно удерживается породой и не может мигрировать, пока не освободится от минерала-хозяина. При автометаморфических и метасоматических изменениях породообразующие минералы обычно очищаются от загрязняющих их примесей. Последние скапливаются в межзерновом пространстве и начинают мигрировать по поверхности зерен и в поровых растворах. Они имеют максимально высокую миграционную способность. Постепенно они сосредоточиваются в собственных микровыделениях или входят в новообразованные минералы. Их дальнейшая подвижность находится в прямой зависимости от новой формы их минеральных связей. Она может быть и высокой и низкой [25].

В работе [18] детально исследованы случаи весьма высокого содержания бериллия (до 50 г/т) и олова (более 100 г/т) в гранитах. Оба элемента остаются в

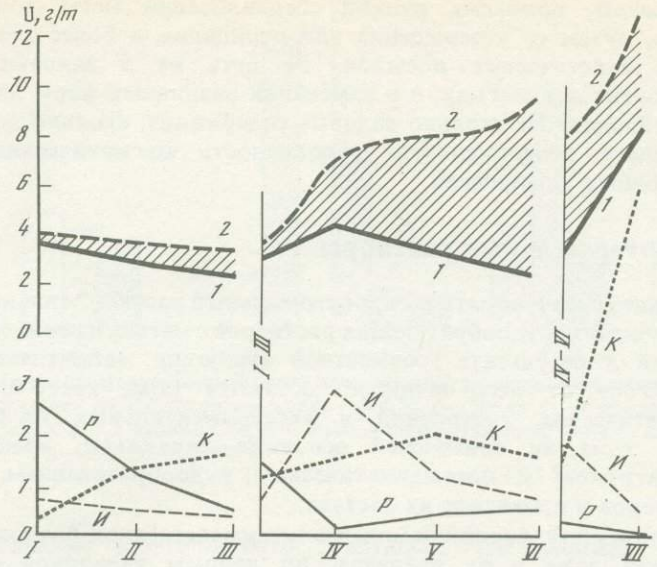



*Рис. 4.* **Изменения содержаний урана и форм его нахождения в породах Восточного Забайкалья [26]**

*1* — в современных породах; *2* — палеопородах; *I* — метапелиты, *II* — слюдяные сланцы, *III* — гнейсы, *IV* — гранито-гнейсы, *V* — биотитовые, *VI* — лейкократовые граниты, *VII* — щелочные метасоматиты; формы нахождения урана в породах: *Р* — рассеянная, *И* — в интерстициях, *К* — концентрированная в акцессориях

рассеянном состоянии и не дают рудных скоплений, поскольку прочно удерживаются породообразующими минералами. Аналогичные случаи имеются для урана, золота и других элементов. На рис. 4 приведены результаты реконструкции геохимической истории урана, изменения форм его нахождения в последовательной смене процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и высокотемпературного метасоматоза, детально описанные в работе [22]. Во всех процессах метаморфизма и метасоматоза выявляется одна и та же тенденция: уменьшение рассеянного урана (форма *Р*) и увеличение микроконцентрированного (форма *К*); уран в интерстициях (форма *И*) занимает промежуточное положение. Эта тенденция нарушается только при образовании гранитных выплавок (см. рис. 4, гр. *VI*) и вновь проявляется при последующем метасоматическом изменении. Однако увеличение относительной доли концентрированных форм урана имеет две разные тенденции влияния на его подвижность. В одних случаях среди урановосных акцессориев начинают преобладать апатит, сфен, титанаты и даже уранинит, т.е. минералы, легко поддающиеся дальнейшим изменениям; в других — развиваются циркон, ортит, ксенотим, тантало-ниобаты и другие весьма устойчивые минералы. Для первых характерны относительно низкие фоновые содержания урана в породах современной поверхности, но именно к ним и тяготеют месторождения. Видимо, оба этих явления обусловлены одной причиной — проявлением значительных масс подвижных форм. Районы с развитием устойчивых урановосных акцессориев характеризуются значительно более высокими фоновыми содержаниями урана в породах, выходящих на современную поверхность, но месторождения там отсутствуют. Видимо, сказалось отсутствие подвижных форм (см. рис. 4, кривые *1, 2*). Важно подчеркнуть, что появление подвижных форм предшествует (иногда значительно) моменту рудоконцентрации и потому должно быть отнесено к рудоподготовительным процессам. Аналогичный пример для черных сланцев приведен в работе [11].

Таким образом, проблема рудной специализации магм должна решаться не формально, путем ее утверждения или отрицания, а более сложно, в рамках меняющихся теоретических посылок. Ее суть не в валовых содержаниях рудных компонентов в магмах, а в изменении различных форм их нахождения в конкретных породах. Не столько валовые содержания, сколько доля подвижных форм определяет потенциальную рудоносность магматических, метаморфических и осадочных комплексов.

## Гидротермальные растворы

Хотя в настоящее время понятие "гидротермальный раствор" сильно расширилось, представления о связи рудообразующих растворов с магматизмом, о формировании месторождений в результате "совместной эволюции магматического расплава и отделяющегося от него флюида" остаются пока краеугольным камнем многих теоретических построений и экспериментальных исследований [15]. Однако при этом не снимаются основные парадоксы: временной разрыв между магматизмом и постмагматическим рудообразованием, необходимые объемы растворов и изменение их состава.

Для месторождений, расположенных в непосредственной близости от магматических тел или даже в их пределах, по данным изотопной геохронологии, часто обнаруживается значительный возрастной разрыв между становлением интрузий и образованием рудных тел. Для урана, где имеются наиболее надежные возрастные данные, этот разрыв достигает десятков и даже сотен миллионов лет [8]. За это время происходят значительные геологические события: внедрение даек, формирование ранних метасоматитов и рудных тел, неоднократная смена плана тектонических деформаций и др. Трудно понять, где находился все это время отделившийся от магмы раствор и что с ним происходило.

Одна из попыток разрешить эти противоречия заключается в обращении к глубинным магматическим очагам и даже мантийным субстратам. Подобные теоретические построения не решают вопроса, а только отодвигают его за пределы области, доступной изучению. Как показал Д.С. Коржинский, такой флюид не мог бы оставаться постоянным на всем пути от места своего рождения до области рудоотложения. Его "специализация" должна была бы меняться в каждой термодинамической и геохимической зоне, а следовательно, его магматогенность теряет свое первоначальное значение.

Не менее сложна и проблема масс воды, необходимой для переноса рудного вещества. Особенно остро она ощущается в магматогенных концепциях. Экспериментальные определения коэффициентов распределения рудных элементов между расплавом и равновесным с ним флюидом ($K_р = C_{фл}/C_{расп}$) показали, что такие элементы, как Ba, Sr, W, Sn, U, Tr, преимущественно накапливаются не во флюиде, а в гранитном расплаве ($K_р < 1$), тогда как Mn, Fe, Cu, а исходя из приближенных оценок еще и Co, Ni, Cr, наоборот, преимущественно переходят во флюид ($K_р > 1$) [19]. Эти данные плохо увязываются с тем комлексом месторождений, которые могут сопровождать гранитные массивы. Для олова коэффициент распределения колеблется от 0,2 до 0,005, для урана — от 0,1 до 0,02 и т.д. Изменение концентрации минерализаторов вплоть до добавления свободных HCl и HF несколько меняет конкретные величины, но не приводит к принципиальным изменениям. Нетрудно подсчитать, что магматогенный флюид, количество которого в расплаве, по наиболее надежным оценкам, не превышает 2÷5% [36], может вынести из расплава металлов не более первых процентов. Не случайно экспериментаторы, получившие эти данные, вынуждены были предположить рудогенерирующий очаг объемом $10^3$ км$^3$ и более [12].

Абстрактно это значение может показаться вполне допустимым, однако разместить такой объем рудогенерирующего расплава в реальном геологиче-

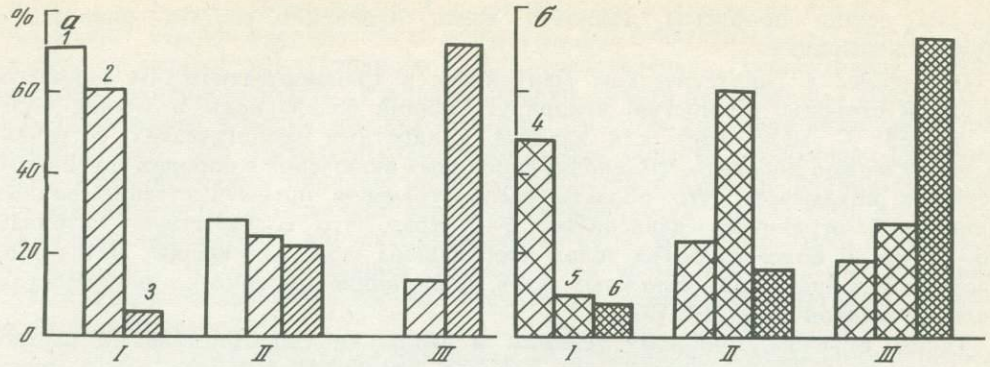



*Рис. 5.* **Относительная распространенность флюидных включений с разным наполнением**

*а* — минерализация в экв. NaCl (1124 определения): *1* — <20, *2* — 20÷40, *3* — >40 мас.%; *б* — фазовый состав: *4* — двухфазовые, *5* — с жидкой $CO_2$, *6* — с минералами-узниками; *I—III* — интервалы температур: *I* — <200, *II* — 200—400, *III* — >400°С

ском пространстве не так-то просто. Учитывая, что площадь большинства жильных и штокверковых месторождений до 1 км$^2$, а глубина гранитных массивов 10—20 км, согласовать все эти данные, определить соотношение горизонтальных и вертикальных составляющих потоков, как правило, не удается. Кроме того, необходимо учитывать, что часть месторождений ассоциирует с малыми интрузиями, значительно меньших объемов, чем гранитные плутоны.

Не спасает и отказ от магматического источника воды. И в этом случае ее объем остается значительным, а источник вообще исчезает из поля зрения. Не случайно в геологических моделях рудообразующих систем [38] и в расчетах динамики гидротермальных потоков [17] источник флюида, равно как и области сбора "отработанных" растворов, обычно выносится за рамки рассмотрения. В обобщающих схемах [39] раствор подводится по наиболее проницаемому каналу, а затем распределяется в трещины все более низких порядков. В то же время конкретные замеры давлений по флюидным включениям и распределения в них газовых компонентов скорее указывают на преобладание обратных направлений, т.е. в сторону наиболее нарушенных участков, которые являются областями разгрузки.

Не лучше обстоит дело и с объяснением значительных изменений химического состава флюидов, участвующих в рудообразовании. Для флюидных включений в высокотемпературных минералах обычны минералы-узники, среди которых преобладают кристаллы NaCl (рис. 5). В низкотемпературных минералах узники редки, а солевой фон обычно существенно ниже. Разница в содержаниях ионов хлора в горячих и холодных растворах столь ощутима, что ставит серьезный вопрос о миграции хлора в гидротермальных системах. Минералы, содержащие этот элемент в ощутимых количествах в гидротермальных жилах, в околожильных породах отсутствуют. Данные по изменению состава растворов и концентрации в них рудных элементов все чаще указывают на наличие контрастных, локальных изменений составов флюида, которые трудно увязать с общей эволюцией [21].

Некоторый выход из этих затруднений наметился после появления данных по изотопному составу кислорода и водорода в гидротермальных минералах и флюидных включениях. "Оказалось, что рудные месторождения образуются из всех типов вод, какие только можно представить в земной коре ... а также из смесей нескольких типов вод" [40 с. 232]. Этот вывод значительно облегчил,

но не решил проблемы дефицита воды, изменения состава флюидов и путей их миграции.

Обращение к гипотетическим мантийным и трансмагматическим флюидам, с одной стороны, полностью игнорирует общий баланс воды в земной коре, с другой — мало дает для анализа конкретных геологических ситуаций. К этому можно добавить, что анализ флюидных включений в породах глубинного генезиса показывает, что область распространения преимущественно водных включений ограничена давлениями 6—7 кбар, что соответствует глубинам 20—25 км. В более глубоких зонах преобладают сухие углекислые, метановые, азотные флюиды с примесью иных газов, не имеющие при конденсации самостоятельной жидкой фазы $H_2O$ [21].

Таким образом, проблему генезиса и эволюции гидротермальных растворов, видимо, нельзя решить без анализа динамики развития самих рудообразующих систем.

## Миграция элементов

Проблема миграции элементов в земной коре особо обостряется в теории рудообразования. Мигрирующие массы рудных элементов не могут быть меньше запасов месторождения, а плотность миграционного потока, по крайней мере в конце его пути, должна локализовать всю эту массу в пространстве месторождения. При этом происходит дифференциация элементов, приводящая к повышению контрастности их распределения вплоть до образования мономинеральных рудных тел. Все это накладывает более жесткие условия на миграцию элементов при рудообразовании по сравнению с другими геологическими процессами.

В гидротермальном рудообразовании, где исключается механический перенос минеральных фаз, основными механизмами миграции могут быть диффузия и конвекция. Оба этих механизма в той или иной мере рассматривались в геологической литературе. Естественно, что на первых этапах формирования гидротермальной концепции они анализировались на качественном уровне и в таком виде фигурировали в работах А.Е. Ферсмана, А.Н. Заварицкого, Д.С. Коржинского. Их совокупность хорошо объясняла многие особенности строения рудных тел, которые трудно вывести из теории, базирующейся на одном виде массопереноса.

В дальнейшем, по мере накопления количественных характеристик, необходимых для оценки геологических процессов, механизм диффузионного переноса встретил серьезные трудности. Коэффициенты диффузии в твердом теле, определяющие порядок скоростей миграции, оказались столь малыми (обычно менее $10^{-10}$ см$^2$/с), что исключили заметный массоперенос даже в масштабах геологического времени. Так, при $D = 10^{-10}$ см$^2$/с глубина диффузионного проникновения на 1 м потребует время $\sim 10^7$ лет, а на 10 м $\sim 10^9$ лет. В результате диффузионный перенос как возможный механизм эндогенной миграции элементов практически исчез со страниц геологической литературы, уступив место механизму фильтрации глубинных флюидов из очагов магматизма или метаморфизма к дневной поверхности. Этот механизм и сейчас в большинстве случаев рассматривается как основной, хотя по мере накопления наших знаний он приводит ко все большему числу противоречий, некоторые из которых упоминались выше.

Надежда на их решение в какой-то мере возлагается на возникшую относительно недавно популярную идею переноса элементов в конвективных ячейках, обеспечивающих многократную циркуляцию воды по замкнутому циклу в термоградиентном поле [47].

При всей заманчивости таких моделей они требуют не только значительных термических градиентов (а следовательно, и специфических геологических

условий), но и достаточно высокой проницаемости вмещающих пород. Расчеты показывают, что при проницаемости меньше 0,1 мД конвективный тепловой поток становится меньше кондуктивного [28], а следовательно, конвективная ячейка перестает функционировать. Реальные проницаемости уплотненных осадочных, метаморфических и магматических пород на 3 и более порядков ниже указанной величины [34]. Это обстоятельство резко сужает область возможного развития таких ячеек породами приповерхностных областей с высокой проницаемостью или узкими зонами интенсивной сквозной нарушенности. Кроме того, флюидное давление в любой точке конвективной ячейки не может существенно отличаться от гидростатического на данной глубине, в то время как реальные давления в участках рудообразования нередко значительно превосходят не только гидро-, но литостатическое [21].

В рамках моделей об исключительности фильтрационного флюидного переноса вещества не находят места и такие эмпирические факты, как встречная миграция отдельных элементов. Классическим примером служат изученные еще Д.С. Коржинским биметасоматические скарны. Публикуемые в последнее время результаты изучения перераспределения элементов в сопряженных геологических системах показывают, что разнонаправленные векторы их миграции достаточно обычны и захватывают пространства, далеко выходящие за пределы отдельных скарновых тел [27]. Так, если литофильные элементы мигрируют преимущественно в область ультраметаморфизма, то такие элементы, как Cr, Co, Ni, выносятся из этих областей в породы фаций более высоких давлений [3, 30]. Противоположные векторы миграции устанавливаются и в сопряженных ареалах гидротермально-метасоматических изменений (рис. 6). Аналогичные закономерности наблюдаются в сопряженных региональных зонах калиевых и натриевых метасоматитов [43] и в других геологических образованиях.

Все эти сложности, которые уже нельзя игнорировать как "несущественные", возникают в том случае, если основным видом транспорта элементов, мигрирующих в эндогенных условиях, допускается лишь их перенос фильтрующимся сквозь породы флюидом. Если обратиться к эмпирическим данным, то надо признать, что мы не имеем доказательств исключительности флюидного переноса. Наблюдения свидетельствуют о широком развитии миграции элементов, но не о механизме этой миграции. Фильтрационный механизм, реальный для локальных областей разгрузки глубинных вод, распространяется на все возможные и невозможные случаи. Видимо, необходимо подвергнуть сомнению не сам факт фильтрационного массопереноса, а его исключительность в процессах эндогенной миграции элементов.

При отрицании диффузионного массопереноса было упущено, что горная порода представляет собой не сплошную твердую фазу, а агрегат фаз со значительной величиной поверхности соприкосновения между ними. Предпринятая более 15 лет назад Г.Л. Поспеловым [33] блестящая попытка сосредоточить внимание геологов на интерстиционном переносе и связанных с этим явлениях не нашла адекватного резонанса в последующих исследованиях. Появившиеся в последнее время новые экспериментальные определения вновь заставляют нас вернуться к этим вопросам. Так, если коэффициент самодиффузии одновалентных ионов в водном растворе при 25° С $D = n \cdot 10^{-5}$ см$^2$/с, то для образцов песков и глин $D = n \cdot 10^{-6}$ см$^2$/с [4, 12]. Изменение проницаемости этих пород на порядки влияет на колебания коэффициента диффузии весьма незначительно: уменьшение размера пор компенсируется возрастанием поверхности твердых фаз, которая оказывает решающее влияние на процессы диффузии [6]. Повышение температуры ведет к росту скорости диффузии. Так, при $T = 250°$ С эффективный коэффициент диффузии NaCl в поровом пространстве гранита составляет $10^{-4}$ см$^2$/с [1]. Такие величины нельзя считать пренебрежимо малыми. При $D = 10^{-6}$ см$^2$/с глубина диффузионного проникновения за 1 млн лет составит ~100 м, а при $10^{-4}$ см$^2$/с — 1 км.

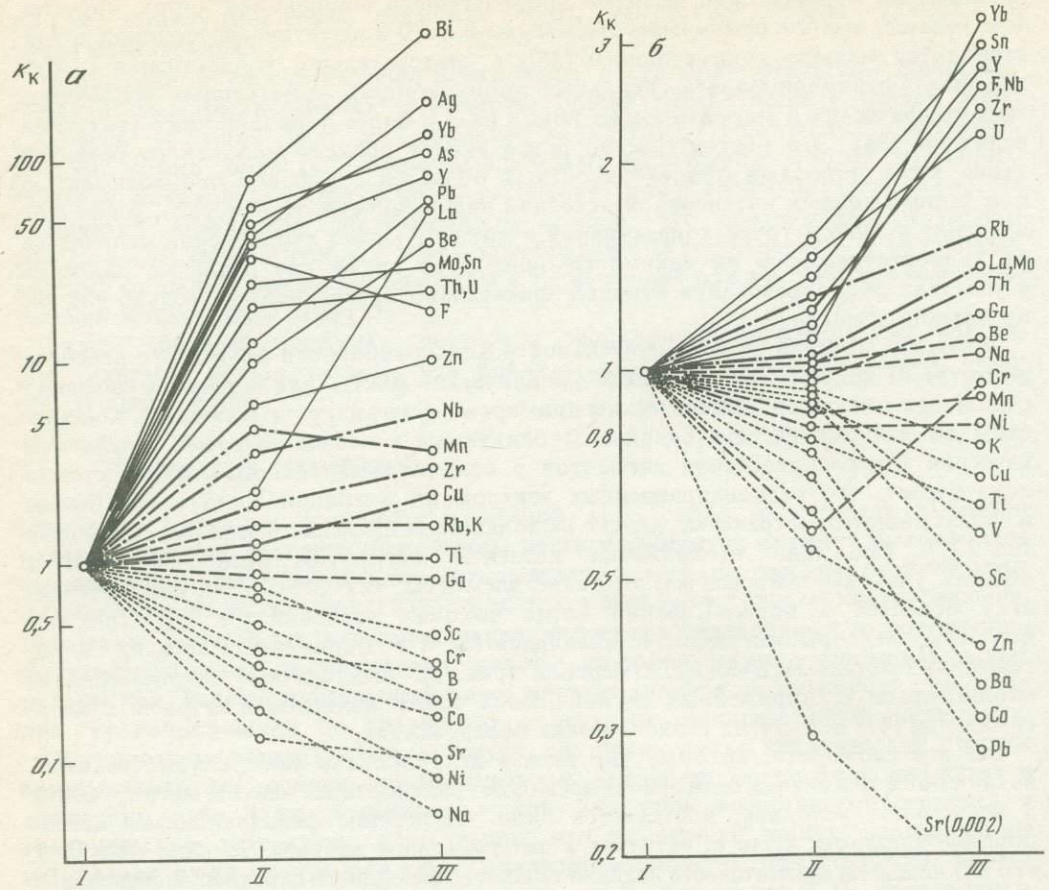



*Рис. 6.* **Изменение содержания элементов при березитизации (*а*) и альбитизации (*б*) гранитоидов [31]**
*I—III* — степень замещения исходной породы (в %): *I* — слабая (5—15), *II* — значительная (15—50), *III* — высокая (>50)

Естественно, что эти приближенные оценки относятся не к монолиту породы, а к той межзерновой поверхности, которая и обеспечивает диффузионный перенос в капиллярно-пористых телах. Условия для максимального развития этой поверхности наилучшим образом реализуются не в стабильных геотектонических блоках, а в мобильных зонах активизации. При этом основную роль в диффузионном перемещении вещества будут играть не крупные разломы, а области зон смятия [16], насыщенные различными малоамплитудными дислокациями.

Тектоническая активность может влиять на миграцию вещества не только через структуру дислоцированных пород (увеличение проницаемости и коэффициента диффузии), но и в ходе формирования микронарушений, приводя к появлению ступенчатой диффузии. Рассмотрим идеальную модель такого процесса.

В основе математического описания диффузионного переноса лежит соотношение между расстоянием ($l$) и временем ($\tau_d$) диффузионного проникновения $l^2 = D\tau_d$, где $D$ — коэффициент диффузии. Если $l$ разделить на $n$ равных участков $l/n = \lambda$ и осуществлять диффузионный перенос по этим отрезкам ступенчато, то общее время переноса на расстояние $l$ будет состоять из суммы времен элементарных перемещений $\tau_\upsilon = \Sigma\tau_\lambda = n\tau_\lambda$. Учитывая, что $l = \sqrt{D\tau_d}$ и $\lambda = \sqrt{D\tau_\lambda}$,

получаем $\tau_d/\tau_\lambda = n^2$ и, заменяя $\tau_\lambda$ на $\tau_\upsilon$, имеем $\tau_d/\tau_\upsilon = n$. Иными словами, при ступенчатом диффузионном переносе общее время пробега на расстояние $l$ в $n$ раз меньше, чем при непрерывной диффузии. Для реализации такого механизма необходимо неоднократное возобновление разности потенциалов, своеобразная их вибрация. Соответственно ступенчатую диффузию можно назвать вибродиффузией и приписать характеризующим ее величинам индекс $\upsilon$. Кроме того, в полученных соотношениях периоды изменения потенциалов совпадают с временем элементарного перемещения, т.е. они находятся в состоянии резонанса, что следует обозначить верхним индексом $r$. В этом случае при $l = 100$ м и $\lambda = 1$ мм

$$\tau_d/\tau_\upsilon^r = l/\lambda = 10^5.$$

Для реальных процессов в уравнение следует ввести еще члены $\tau(\sigma_\lambda)$, зависящий от дисперсии $\lambda$, и $\Sigma\tau_0$, связанный с рассогласованностью периодов внешнего воздействия и времени элементарного перемещения. Тогда $\tau_\upsilon = \tau_\upsilon^r + \tau(\sigma_\lambda) + \Sigma\tau_0$, где $\tau_\upsilon^r = \tau_d\ \lambda/l$. Из этого уравнения видно, что $\tau_\upsilon \to \tau_d$ при $\lambda \to l$ и $\tau_\upsilon \to \tau_\upsilon^r \to \tau_d/n$ при $\tau(\sigma_\lambda) \to 0$ и $\Sigma\tau_0 \to 0$, т.е. реальное время вибродиффузии на расстояние $l$ будет меньше времени диффузионной миграции, но больше резонансной:

$$\tau_\upsilon^r < \tau_\upsilon < \tau_d.$$

Рассмотренная модель вибродиффузии не так уж далека от некоторых реальных геологических ситуаций. В зонах тектонической активизации всегда фиксируются многочисленные микродислокации. В шлифах из этих зон обычно наблюдаются деформированные кристаллы породообразующих минералов, мельчайшие микротрещины, часто не выходящие за пределы одного зерна (рис. 7). Многие из них залечены веществом того же минерала и фиксируются только серией вторичных флюидных и твердых включений (рис. 8). Состав минерального выполнения микротрещин обычно явно зависит от состава пересекаемого ими минерала [2]. Все это свидетельствует о существенном микроперераспределении вещества породы, активизированного механическими нарушениями.

Механизм такого перераспределения определяется тем, что в гетерогенной многофазной породе в периоды сейсмоактивности распределение параметров состояния не остается ни постоянным, ни однородным. С другой стороны, химический потенциал реальной твердой фазы зависит от концентрации кристаллохимических дислокаций. Неравномерное распределение напряжений внутри зернистой породы вызывает неравномерную концентрацию дислокаций даже в пределах одного минерального зерна. Возникают микроградиенты химического потенциала, приводящие к перекристаллизации породы, перегруппировке элементов и их локальному перемещению. Все это обычно фиксируется в явлениях прогресивного и регрессивного автометаморфизма или эпигенетических изменений, однако объясняется обычно воздействием гипотетического флюида, а не тектонической сейсмоактивностью. В тех же работах, где на это обращено специальное внимание, корреляция между микронарушенностью пород и их вторичными изменениями устанавливается отчетливо [32].

Поведение рудных микропримесей пород в этом процессе приводит к их постепенной перегруппировке и кластеризации. При этом породообразующие минералы обычно очищаются от элементов-примесей. Последние сначала скапливаются в межзерновом пространстве, а затем стягиваются в акцессорные микровыделения [14, 22, 25]. Наиболее отчетливо это прослежено на примерах урана и золота, для которых современные методы активационного анализа позволяют точно фиксировать их микрораспределение в породе, получая не только качественные (рис. 9), но и количественные картины [45]. Процессы кластеризации рудных примесей, видимо, характерны для всех зон дислокационного метаморфизма [5, 41] независимо от того, сопровождаются они появлением руд или нет. Необходимая для этого энергия активизации имеет механическую природу и связана с сейсмовибрацией.

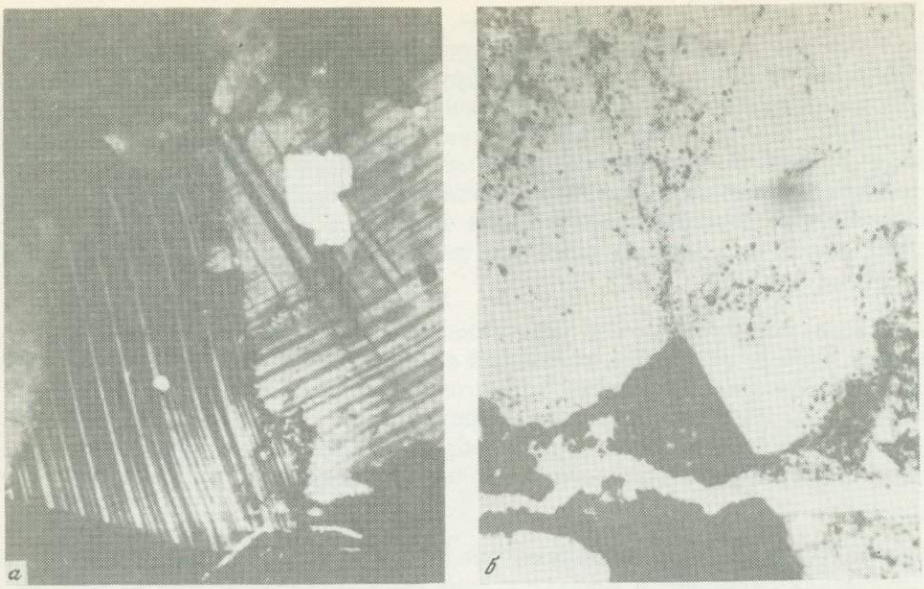



*Рис. 7.* **Следы тектонических напряжений в породообразующих минералах за пределами околорудных ореолов**

*а* — изогнутые кристаллы плагиоклаза; *б* — микротрещины в кварце, сконцентрированные у вершины кристалла сфена

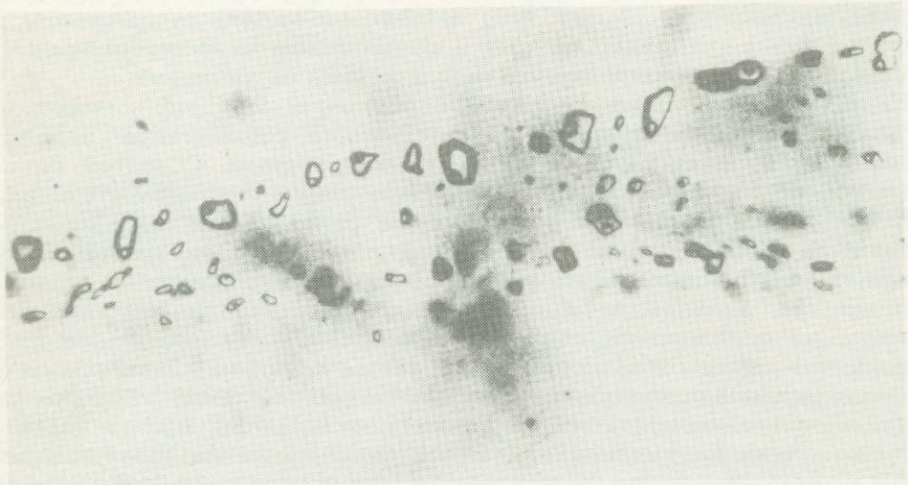


*Рис. 8.* **Вторичные флюидные включения в кварце гранита, маркирующие залеченные микротрещины**

Сама по себе кластеризация рудных примесей еще не приводит к их направленной миграции и формированию рудных тел, если отдельные микродиффузионные перемещения не будут ориентированы в пространстве. Такая ориентация должна осуществляться направленным вектором изменения химического потенциала в макромасштабе, который обычно и рассматривается в работах по физико-химическим условиям рудообразования как основной фактор данного процесса. Если вместо этого рассмотреть модуляцию реальных макро-

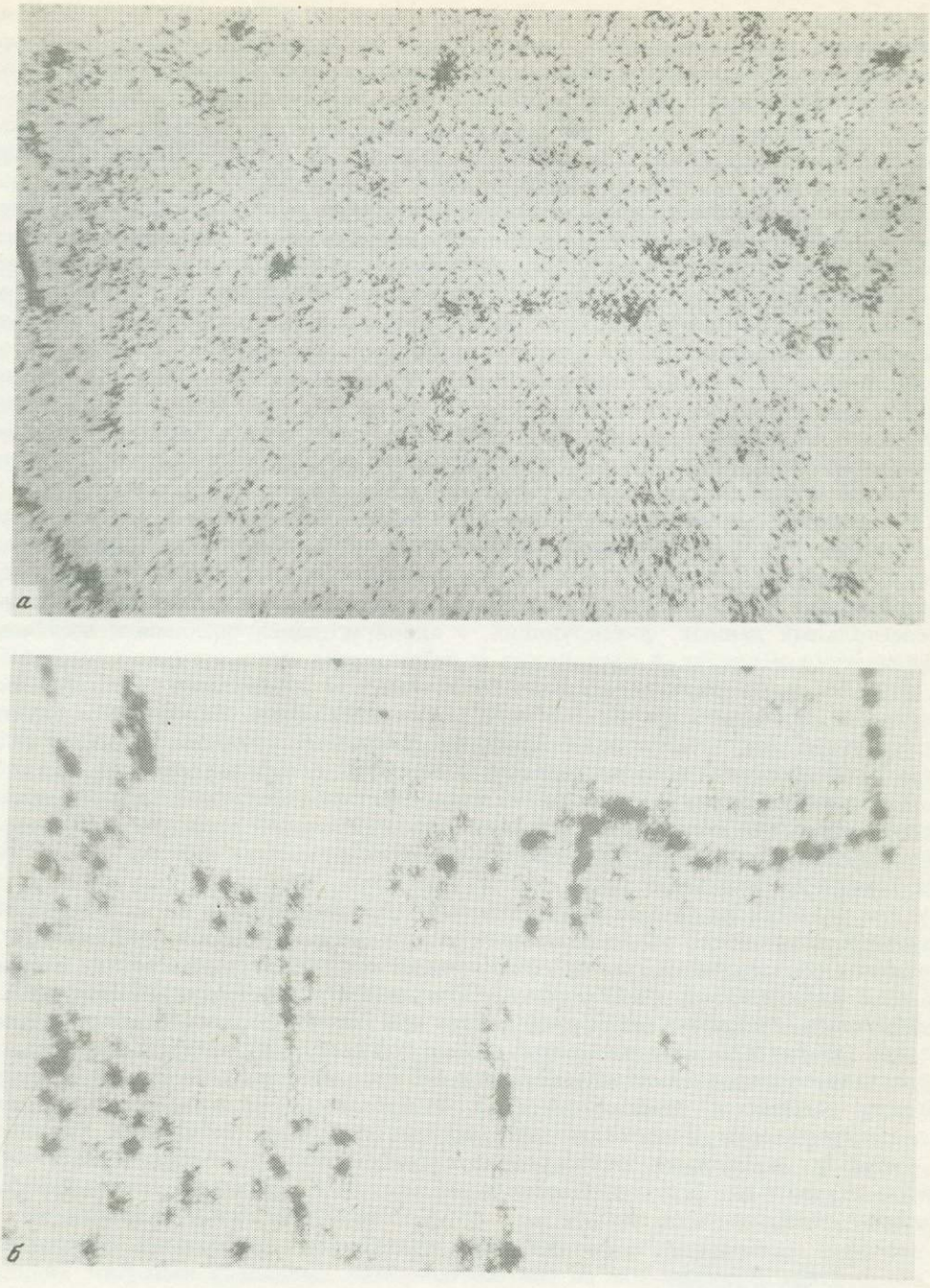



*Рис. 9.* **Распределение урана в граните Восточного Забайкалья (*f*-радиография, детектор — лавсан)**
*а* — стабильный тектонический блок; *б* — зона диафтореза

и микросил, то роль каждой из них будет уже несколько иная. Макросилы организуют микроперемещения, возникающие под действием сейсмовибрационных сил. В результате слабые макросилы, не способные самостоятельно создавать ощутимые эффекты, взаимодействуя с микросилами лишь в локальных участках, приводят к новым результатам, которые не могут возникнуть при действии каждой из этих сил в отдельности. В качестве аналогии можно сослаться на гравитационное разделение зерен на вибростолах.

Сходные по своей сути явления могут происходить и в процессах фильтрации. Переменные напряжения в неоднородной микропористой среде вызывают изменение коэффициентов фильтрации, появление локальных градиентов давления и микроперетоки порового раствора. Образуются колебательные микроконвективные ячейки. В случае их интеграции в единый поток будет происходить ускорение макрофильтрации, однако и в том случае, если единый поток отсутствует (нет региональной разности пьезометрических уровней или отдельные конвективные микроячейки не сообщаются между собой), периодические локальные колебательные перемещения флюида приведут к ускорению миграции элементов в градиентном поле химических потенциалов. Непрерывная миграция переходит в ступенчатую.

Ступенчатая нелинейная миграция пока не рассматривается в геологической литературе, хотя уже появились работы, подчеркивающие значение сейсмоактивности в процессах газо-, нефте- и рудообразования [5, 9, 41, 44, 46]. Такой вывод напрашивается из сопоставления природных наблюдений и экспериментальных данных, фиксирующих, с одной стороны, различия в состоянии и поведении вещества в стабильных и сейсмоактивных тектонических блоках, с другой — ускорение протекания физических и химических процессов под влиянием периодических воздействий на систему. Заметим, что и в физике фрактальные (от лат. fractio — ломание, дробление) процессы начали привлекать к себе внимание лишь в последние 10 лет [48].

В настоящее время в приложении к геологическим объектам мы не можем четко разделить механизмы, связанные со ступенчатой диффузией и микроконвекцией. Возможно, они и не существуют в чистом виде, а в той или иной мере сопровождают друг друга. Тем более, что направленная миграция должна зависеть не только от механизма перемещения, но и от многократного перехода компонента из неподвижного состояния в подвижное и обратно, т.е. должна включать многократные физико-химические переходы в начале и конце каждой элементарной ячейки. Результаты таких перемещений фиксируются в субфоновых ореолах, зонах дефицита, при ступенчатом концентрировании редких и благородных элементов [10, 13, 14, 20, 26]. Перенос объекта в пространстве параллельно самому себе на некоторое расстояние вдоль оси в физике называется трансляцией [42]. Миграцию элементов, происходящую подобным образом, можно назвать трансляционной миграцией.

Результат и математическое описание трансмиграции, которое требует еще своей разработки, будут существенно отличны от тех механизмов миграции, которые допускались до сих пор.

## Обсуждение

Полученные результаты по-новому решают те парадоксы в явлениях рудообразования, о которых говорилось выше, в значительной мере связывая их между собой динамикой развития единой рудообразующей системы на всех этапах ее развития. В этой системе рудная специализация геологических комплексов (осадочных, метаморфических или магматических) определяется не валовым содержанием в них отдельных элементов, а их потенциальной подвижностью, способностью к миграции, которая может закладываться задолго до

момента формирования рудных тел, и обязана своим появлением серии рудоподготовительных процессов [25]. Возникновение подвижных форм есть результат перераспределения и миграции элементов на молекулярном уровне: упорядочение кристаллографических структур минеральных фаз, слагающих породу, освобождение их от избытка дислокаций и дислокационных примесей, перекристаллизация породы при автометаморфизме, диавторезе и более поздних метасоматических изменениях.

Здесь же лежит ответ на вопрос о временно́м разрыве между магматизмом и постмагматическим рудообразованием, поскольку появление потенциально подвижных форм в интрузивных, эффузивных и осадочных породах обычно происходит не в момент их образования, а несколько позже при катагенетических, автометаморфических или эпигенетических изменениях. Изменения происходят в системе порода—поровый раствор, а не в отделившемся флюиде. Исчезает проблема дефицита воды и путей ее фильтрации, поскольку гидротермальный раствор, в том числе и поровый, является не столько переносчиком, сколько проводником мигрирующих компонентов. При этом остаются справедливыми физико-химические закономерности переноса и отложения руд из гидротермальных растворов, поскольку масса мигрирующего вещества пропорциональна его концентрации в проводящем флюиде. Проводимость флюида меняется в ходе развития рудообразующей системы при изменении термодинамических параметров состояния отдельных ее частей, главным образом за счет взаимодействия порода—раствор—газ, а не за счет поступления каждый раз новых порций раствора.

Понятно, что отдельные компоненты в такой системе будут иметь разную подвижность, зависящую от градиентов их химических потенциалов и проводимости вмещающей среды. Возникает зональная смена физико-химических обстановок, в которой не только не исключается, но с необходимостью возникает разнонаправленное движение отдельных элементов, вектор перемещения которых далеко не всегда будет совпадать с гидродинамическим вектором фильтрации флюида. Существенное значение в дифференциальной подвижности будут иметь парциальные мольные объемы ионов и образующихся в разных частях системы соединений. Так, при стандартных условиях парциальный мольный объем $\bar{V}^0$ для $Na^+$ — 24,6, $K^+$ — 9,0, $Mg^{2+}$ — (—21,1), $Fe^{2+}$ — (—39,6), $HCO_3^-$ — 22,9, $Cl^-$ — 17,8 [24]. В результате ионы Cl будут иметь тенденцию к концентрации в более горячих и высокобарических обстановках, чем ионы $HCO_3^-$, а фронт базификации стремиться к более глубинным зонам, чем фронт гранитизации. Однако это только тенденция, отражающаяся в обобщенной глобальной зональности. В более локальных процессах начинают доминировать изменения химических потенциалов сопряженных реакций не только между раствором и породой, но и между раствором и газовой фазой. Возникают процессы гетерогенизации, влекущие за собой неравномерное изменение кислотности, окислительно-восстановительного потенциала и других характеристик в отдельных частях системы. Естественно, что при этом происходит фильтрация самого раствора, но она уже влияет больше на локальную анизотропию химических потенциалов, определяющих направление дифференциальной миграции отдельных компонентов, чем на сам механизм их переноса.

Неоднородное, резко анизотропное строение геологического пространства наиболее характерно для крупных структурных образований типа зон смятия [16], где особенно резко проявлена его диссимметрия, выступающая, в соответствии с принципом Кюри [21], в качестве первопричины дисимметричного перераспределения элементов и образования их рудных скоплений. Однако заложенные здесь возможности реализуются лишь в периоды рудообразования, совпадающие с периодами тектонической активизации [35, 39] на конкретных территориях и даже в отдельных их участках [29, 37]. Эта закономерность

вытекает из рассмотренного механизма наиболее интенсивной трансляционной миграции вещества только в областях и в периоды сейсмической активности. Совокупность макродисимметрии и сейсмоактивности приводит к тем закономерностям распределения рудных месторождений, которые были подчеркнуты в начале статьи (см. рис. 1).

Таким образом, мы вынуждены сделать вывод, что на современном этапе развития теории рудообразования уже нельзя ограничиться только углублением анализа геологических закономерностей размещения и строения месторождений полезных ископаемых или только физико-химических условий формирования минеральных парагенезисов. Каждое из этих направлений в отдельности не может привести к тем результатам, которые возникают при совместном структурно-вещественном подходе. Они заложены в связи между особенностями физической и химической неоднородности геологического пространства, в их взаимном влиянии друг на друга и на развитие процессов миграции, рассеяния или концентрации вещества земной коры.

В.И. Смирнов в своих работах вплотную подошел к соединению геологического и физико-химического подходов к анализу процессов рудообразования. В его работах они стоят рядом. Дальнейший прогресс теории и эффективность ее применения лежат на пути синтеза этих двух подходов.

## Литература


1. *Балашов В.Н., Зарайский Г.П., Тихомирова В.И.* и др. Экспериментальное исследование диффузии породообразующих компонентов в поровых растворах при $T=250°$ С и $P=100$ МПа // Геохимия. 1983. N 1. С. 30—42.
2. *Барабанов В.Ф.* Генетическая минералогия. Л.: Недра, 1977. 327 с.
3. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
4. *Белова Л.Л., Наумов Г.Б., Правикова В.А.* Поведение урана в фильтрационно-диффузионном процессе // Геохимия. 1988. N 10. С. 1517—1522.
5. *Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Казанский В.И.* и др. Дислокационный метаморфизм пород центральной части Украинского щита // Сов. геология. 1974. N 1. С. 68—77.
6. *Гегузин Б.Я.* Диффузионная зона. М.: Наука, 1979. 344 с.
7. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.
8. Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966. 443 с.
9. *Громов В.К., Карус Е.В., Кузнецов О.Л.* и др. Динамика формирования месторождений полезных ископаемых // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, N 5. С. 1197—1200.
10. *Гуревич В.Л., Канцель А.В.* Субфоновые ореолы гидротермальных урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1984. N 4. С. 65—71.
11. *Денисенко В.К., Лобков В.Л., Гапошин М.Ф.* и др. Стратиформные редкометальные месторождения. Л.: Недра, 1986. 231 с.
12. *Дубинчук В.Т., Лаптева О.Ф., Плотникова Р.И.* Изучение диффузии ионов натрия, иода, брома в образцах пород месторождения иодо-бромистых вод методом меченых атомов // Геохимия. 1984. N 10. С. 1503—1510.
13. *Ермолаев Н.П.* Уран как индикатор источника рудного вещества осадочно-метаморфических комплексов // Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978. С. 70—78.
14. *Ермолаев Н.П.* Динамика концентрирования редких и благородных элементов в углеродистых сланцах // Геохимия. 1989. N 10. С. 1379—1385.
15. *Жариков В.А.* Экспериментальное изучение процессов образования горных пород и руд // Вестн. АН СССР. 1988. N 8. С. 29—41.
16. *Забродин В.Ю.* Зоны смятия. М.: Наука, 1977. 107 с.
17. *Казанский В.И., Малиновский Е.П., Пэк А.А.* и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 21—40.
18. *Коваленко В.И., Легайдо В.А., Петров Л.Л.* и др. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах // Геохимия. 1968. N 9. С. 1078—1087.
19. *Малинин С.Д., Хитаров Н.И.* Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав—флюид // Там же. 1984. N 2. С. 183—196.
20. *Модников И.С., Сычев И.В.* Условия формирования уранового оруденения в вулканических депрессиях проседания // Геология руд. месторождений. 1984. N 1. С. 31—41.
21. *Наумов Г.Б.* Геохимические аспекты учения о полезных ископаемых // Геохимия. 1988. N 2. С. 246—257.
22. *Наумов Г.Б., Цимбал Л.Ф.* Метаморфогенные источники рудного вещества // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1988. С. 34—44.
23. *Наумов Г.Б., Коленцев В.В., Маров И.Н.* Палеодозиметрические измерения в зонах кон-

тактового метаморфизма углеродисто-кремнистых сланцев // Геохимия. 1985. N 8. С. 1159—1165.
24. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник физико-химических величин. М.: Атомиздат, 1971. 270 с.
25. *Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М.* и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 1. С. 34—42.
26. *Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В.* и др. Роль контактового метаморфизма в формировании уранового оруденения // Геохимия. 1986. N 8. С. 1113—1127.
27. *Нечаев С.В., Семка В.А.* Скарны Украины. Киев: Наук. думка, 1989. 212 с.
28. *Нортон Д., Кэтлс Л.М.* Термодинамические аспекты рудоотложения // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 481—496.
29. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ и метаморфогенное рудообразование складчатых областей // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1988. С. 44—56.
30. *Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
31. *Плющев Е.В., Шатов В.В.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
32. *Погудина М.А.* Деанортизация плагиоклаза в процессе гидротермального изменения пород // Геохимия. 1987. N 1. С. 76—86.
33. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы: Геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
34. *Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
35. *Рундквист Д.В.* Главная последовательность развития гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 14—25.
36. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. Л.: Наука, 1975. 232 с.
37. *Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемалин В.А.* и др. Поля напряжений и формирование структур рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 159—164.
38. *Синяков В.И.* Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.
39. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
40. *Тейлор Х.П. (мл.).* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200—237.
41. *Титов В.К., Билибина Т.В., Дашкова А.Д.* и др. О миграции урана и тория при дислокационном метаморфизме // Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М.: Недра, 1978. С. 37—47.
42. Физический энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1984. 764 с.
43. Формации метаморфогенных рудных месторождений. Киев: Наук. думка, 1986. 166 с.
44. *Царев В.П.* Особенности нефтегазообразования в зонах тектоно-сейсмической активности. Новосибирск: Наука, 1988. 189 с.
45. *Цимбал Л.Ф., Наумов Г.Б., Максимова И.Г.* и др. К методике количественного анализа форм нахождения урана в горных породах // Геохимия. 1986. N 4. С. 502—511.
46. *Шило Н.А., Измайлов Л.И., Воропаев В.Н.* и др. Влияние сейсмического фактора на процессы рудообразования // Тихоокеан. геология. 1983. N 5. С. 21—26.
47. *Norton D.* Sourcelines, sourceregions and pathlines, for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // Econ. Geol. 1978. Vol. 78, N 1. P. 21—28.
48. The fractal geometry of nature / B.B. Mandelbrot, W.H. Freeman et al. N.Y.: JBM, 1982. P. 62—69.

УДК 553.2:551.2

*А.А. Пэк*

# Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов

За последние 20 лет представления об условиях образования гидротермальных месторождений в орогенных областях претерпели существенные изменения. В 60-х годах, по свидетельству В.И. Смирнова, "подавляющее большинство геологов, не особенно задумываясь, считали ... гидротермальные месторождения производными гранитного магматизма. Хотя и раздавались голоса о возможном метеорном происхождении вод глубокой циркуляции ... они не принимались во внимание большинством других исследователей" [20, с. 69]. В 70-х годах были разработаны изотопные методы определения генетической природы рудообразующих растворов [21]. Проведенные с использованием этих методов исследования показали, что в формировании многих гидротермальных месторождений, в том числе месторождений, которые традиционно считались магматогенными, активное участие принимали метеорные воды [22, 41].

Теоретическому осмыслению данных о рудообразующей роли метеорных вод в орогенных зонах континентальной коры способствовали независимо полученные примерно в эти же годы данные о глубоко проникающей тепловой конвекции морской воды в тектонически активных зонах океанической коры [26]. На основе синтеза этих данных в современной теории рудообразования утвердилось представление о ведущей роли в формировании гидротермальных месторождений процессов свободной тепловой конвекции растворов смешанного магматогенно-метеогенного происхождения [9, 10, 19, 20].

Гипотеза тепловой конвекции решает классическую проблему флюидного питания гидротермальных рудообразующих систем: "вечный" вопрос о дефиците рудотранспортирующих растворов получает объяснение, заключающееся в конвективной циркуляции — кругообороте флюидов. Однако новые ответы влекут за собой новые вопросы. Для возникновения тепловой конвекции гидротермальных растворов нужны аномальные условия, так как иначе месторождения возникали бы в земной коре повсеместно. Как будет показано ниже, основными такими условиями являются увеличение геотермического градиента и флюидопроницаемости среды, причем для формирования крупного месторождения нужно, чтобы сопряженные аномалии температурного поля и поля проницаемости охватывали объем геологического пространства в сотни и тысячи кубических километров. Происхождение таких аномалий принято объяснять тепловым и тектоническим воздействием внедряющихся магматических тел [40]. Однако рассмотрение теплоэнергетического баланса гидротермальных рудообразующих систем приводит к выводу, что "теплота остывания массивов магматических пород недостаточна для образования ... крупных гидротермальных рудных месторождений" [19, с. 16]. Дефицит магматического тепла отчетливо проявляется при формировании месторождений, ассоциирующих с небольшими по размерам интрузивными штоками, дайками, вулканическими некками и, с несомненной очевидностью, находящихся в амагматической обстановке, при отсутствии близко расположенных магматических образований. Аналогичным образом очевидно, что при незначительных проявлениях магматизма и тем более при его отсутствии тектонические напряжения, сопровождающие внедрение магм, не могут рассматриваться как причина аномального увеличения проницаемости.

Таким образом, проблема возникновения в орогенных областях тепловой конвекции гидротермальных растворов не может быть сведена к традиционному представлению о связях гидротермального оруденения с магматизмом. Широкое участие в рудообразовании метеорных вод свидетельствует о том, что орогенный режим создает специфические условия, благоприятные для возникновения термоконвективных рудообразующих систем. Выдвигаемая в статье гипотеза заключается в предположении, что происхождение таких условий связано с процессами тектонического подъема и эрозии орогенных областей. Основанием для выдвижения гипотезы послужили данные, свидетельствующие о том, что при орогенезе амплитуды тектонического подъема (аплифта) и эрозии активно воздымающихся блоков земной коры могут достигать десятков километров.

## Амплитуды и скорости подъема и эрозии орогенных поясов

На современной земной поверхности обнажаются метаморфические породы, образовавшиеся, по данным минералогической барометрии, при давлениях больше 10 кбар [4, 5]. Результаты экспериментального изучения деформации горных пород показывают, что тектонические напряжения при метаморфизме обычно не превосходят первых сотен бар [26]. Поэтому давление метаморфизма, зафиксированное минералогическими геобарометрами, близко к литостатическому. При средней плотности коры 2,8 г/см$^2$ литостатическое давление 10 кбар достигается на глубине около 35 км. Таким образом, породы фаций регионального метаморфизма высоких давлений свидетельствуют о том, что амплитуда подъема и эрозии орогенных поясов может быть больше 30 км.

О широкомасштабном подъеме и эрозии орогенных поясов свидетельствуют данные геофизики об изменении мощности коры. Земная кора континентов имеет в среднем мощность 35—40 км, но достигает более 70 км под горными системами. Подъем и эрозия горных сооружений обусловливают, в конечном счете, исчезновение "корней" гор. При этом амплитуда подъема, оцениваемая по условию выравнивания мощности коры, может быть также более 30 км.

Амплитуда подъема орогенных областей может быть оценена по скорости эрозии и времени существования горных систем. Скорость эрозии в районах с горным рельефом изменяется обычно в зависимости от климатических и других условий от ~0,1 до ~1,0 мм/год при среднем значении, равном ~0,5 мм/год [16]. С увеличением расчлененности рельефа скорость эрозии быстро возрастает, поэтому в масштабе геологического времени процессы подъема и эрозии гор динамически уравновешены. Длительность орогенного этапа развития орогенных поясов ~30—40 млн лет [28]. При скорости эрозии 0,5—1,0 мм/год и времени существования гор 30—40 млн лет амплитуда подъема горных систем составляет около 15—40 км.

Приведенные оценки носят генерализованный характер. Для определения конкретных значений амплитуды и скорости подъема орогенных зон важное значение имеют разработанные в течение последних 20 лет методы геологической термохронометрии — датирования термальных событий. Возможность такого датирования связана с тем, что в минералах, содержащих радиоактивные элементы, накопление продуктов распада происходит начиная с "температуры закрытия" хронометрирующих систем. При более высокой температуре накоплению дочерних изотопов и треков осколков деления в кристаллической решетке минерала-хозяина препятствуют процессы диффузии. Поэтому если порода образовалась при температуре, более высокой, чем температура закрытия минерала, используемого для датирования, или была разогрета до такой температуры, а затем медленно охлаждалась, то ее радиометри-

ческий возраст будет отвечать не времени образования, а времени достижения температуры закрытия минерала [34].

Возможность датирования термальных событий позволяет реконструировать геологические процессы, связанные с изменением температуры горных пород. При подъеме и эрозии орогенных зон породы остывают по мере того, как уровень их залегания приближается к земной поверхности. Поэтому термохронометрические данные о скорости остывания пород позволяют определять скорость их подъема. Полученные таким образом оценки скорости подъема пород в термохронометрически хорошо изученных регионах Центральных Альп и Северо-Западных Гималаев приведены в таблице.

В работе [33] приведены данные о скорости подъема пород в районах трех трансальпийских тоннелей. Современный тепловой поток в регионе повышен. Определенный Rb-Sr и K-Ar методами возраст биотита из метаморфических пород, в которых пройдены тоннели, омоложен. Скорость подъема определялась путем согласования термохронометрических данных с данными о современном тепловом потоке на основе решения задачи теплопереноса при различных значениях температуры закрытия биотита, времени, температуры и глубины образования метаморфических пород, их теплофизических свойств и интенсивности генерации радиогенного тепла.

В работе [43] обобщены термохронометрические данные для Центральных Альп, полученные при датировании монацита — U-Pb, мусковита, фенгита и биотита — Pb-Sr и K-Ar, апатита — трековым методами. Использование минералов с различными температурами закрытия позволило определить скорости подъема пород на различных этапах этого процесса. Наиболее надежные результаты, для которых получены согласующиеся определения различными методами, приведены в таблице. Данные по более ранним этапам менее достоверны. Скорость подъема в районе Бергелл ~25 млн лет назад составляла ~1,0 мм/год, в районе Тичино ~20 млн лет назад ~1,3 мм/год. Результаты, полученные для районов Готтард и Симплон-Антигорио, согласуются со значениями, приведенными в [33].

В работе [38] обобщены термохронометрические данные для Северо-Западных Гималаев Индии и Непала, полученные Rb-Sr, K-Ar и трековым методами. Для двух районов определены скорости подъема пород по данным Rb-Sr датирования сосуществующих мусковита и биотита. Предполагаемое время начала подъема региона ~50 млн лет назад. Однако основной подъем приходится на последние ~25 млн лет, когда горные сооружения Гималаев в изученных регионах поднимались со средней скоростью 0,7—0,8 мм/год.

В работе [45] обобщены термохронометрические данные для Северо-Западных Гималаев Пакистана, полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ и трековым методами. Скорости подъема региона определены в основном по данным трекового датирования апатита и циркона. Установлена неравномерность тектонического подъема территории во времени и пространстве: во времени — резкое (по крайней мере в 2 раза) ускорение подъема в позднетретичное время, в пространстве — увеличение скорости подъема с запада на восток. Как область с особенно большими значениями скорости подъема (до $>$ 4 мм/год) выделяется массив Нанга Парбат—Харамош, замыкающий на востоке Кохистанскую дугу.

Приведенные в таблице данные, полученные с использованием разных методов геотермохронометрии, свидетельствуют о том, что за охваченный датированием период (в основном за последние 20 млн лет) горные сооружения Альп и Гималаев были эродированы в ряде районов на глубину более 10 км. Это означает, что с учетом современной высоты гор и продолжающегося их воздымания общая амплитуда подъема и эрозии высокогорных Альп и Гималаев к концу орогенного этапа развития Альпийско-Гималайского пояса может быть $>$20 км. Реальность такой оценки глубины эрозии подтверждается данными

**Скорости и амплитуды подъема орогенных зон по термохронометрическим данным (Центральные Альпы, Северо-Западные Гималаи)***

| Регион, район | Время, млн лет | Скорость, мм/год | Амплитуда, км |
|---|---|---|---|
| Центральные Альпы | | | |
| Тауэрнский [33] | 20,0—0 | 0,33—0,76 | 6,6—15,2 |
| Готтардский [33] | 16,5—0 | 0,32—0,80 | 5,3—13,2 |
| Симплонский [33] | 11,5—0 | 0,32—1,15 | 3,7—13,2 |
| Бергелл [43] | 21,6—13,5 | 0,70 | 5,7 |
| То же | 13,5—0 | 0,20—0,43 | 2,7—5,8 |
| Тичино [43] | 16,8—7,1 | 0,60 | 5,8 |
| То же | 7,1—0 | 0,40—0,50 | 2,8—3,6 |
| Готтард [43] | 15,7—7,7 | 0,75 | 6,0 |
| То же | 7,7—0 | 0,46—0,50 | 3,5—3,8 |
| Монте-Роза [43] | 26,4—6,0 | 0,30 | 6,1 |
| То же | 6,0—0 | 0,40—0,70 | 2,4—4,2 |
| Симплон-Антигорио [43] | 11,4—2,6 | 0,70 | 6,1 |
| То же | 2,6—0 | 0,94—1,40 | 2,4—3,6 |
| Северо-Западные Гималаи | | | |
| Ротанг Пасс [38] | 24,5—17,5 | 0,70 | 4,9 |
| То же | 17,5—0 | 0,80 | 14,0 |
| Кулу [38] | 20,5—13,4 | 0,70 | 5,0 |
| То же | 13,4—0 | 0,85 | 11,4 |
| Читрал [45] | 18,2—8,7 | 0,19±0,10 | 1,8 |
| То же | 8,7—0 | 0,42±0,07 | 3,6 |
| Дир и крайняя северная часть Сват [45] | 41,8—15,6 | 0,07±0,03 | 1,8 |
| То же | 15,6—0 | 0,24±0,03 | 3,7 |
| Сват, северная часть [45] | 55,0—20,0 | 0,08±0,01 | 2,8 |
| То же | 20,0—10,0 | 0,22±0,07 | 2,2 |
| » | 9,4—0 | 0,39±0,07 | 3,7 |
| Сват-Хазара. южная часть [45] | 22,8—18,1 | 0,39±0,24 | 1,8 |
| То же | 18,1—0 | 0,20±0,03 | 3,6 |
| Хазара. северная часть [45] | 19,2—5,4 | 0,13±0,07 | 1,8 |
| То же | 5,4—0 | 0,68±0,20 | 3,7 |
| Кагхан [45] | 15,0—4,9 | 0,18±0,09 | 1,8 |
| То же | 4,9—0 | 0,75±0,10 | 3,7 |
| Массив Нанга | 6,8—3,4 | 0,30±0,40 | 1,0 |
| Парбат—Харамош [45] | 3,4—2,0 | 1,10±0,80 | 1,5 |
| То же | 2,0—0,7 | 1,60±0,16 | 2,1 |
| » | 0,7—0 | 4,50±0,70 | 3,1 |
| Кохистанская дуга, восточно-центральная часть [45] | 16,3—7,3 | 0,20±0,11 | 1,8 |
| То же | 7,3—0 | 0,50±0,15 | 3,6 |
| Кохистанская дуга, северо-восточная часть [45] | 13,6—4,2 | 0,20±0,10 | 1,9 |
| То же | 4,2—0 | 0,86±0,15 | 3,6 |

*В работах, использованных при составлении сводки, приведены данные о времени и скорости подъема (колонки 2 и 3). Данные об амплитудах подъема (колонка 4) получены умножением скорости подъема на время.

по количеству осадков, накопившихся в окружающих Альпы осадочных бассейнах. По данным об объеме коррелятных отложений, современный эрозионный срез Альп с начала подъема горной страны составляет в среднем около 16 км с максимальными значениями в отдельных районах более 25 км; предполагаемая глубина эрозии Альп к концу орогенного этапа — в среднем 20—25 км при максимальных значениях около 40 км [35].

Таким образом, оценки, полученные разными независимыми методами,

взаимно согласуются. Данные петрологии о глубине формирования пород фаций высокобарического метаморфизма, геофизики — об увеличении в зонах орогенеза мощности коры, геоморфологии и геотектоники — о скорости эрозии и времени жизни гор, результаты термотектонических реконструкций орогенных движений и подсчетов объемов коррелятных отложений, накапливающихся при разрушении горных сооружений, свидетельствуют о том, что амплитуды подъема и эрозии орогенных областей могут достигать десятков километров. В следующих разделах будет показано, что крупномасштабные вертикальные движения создают благоприятные физические условия для возникновения в орогенных областях гидротермальных рудообразующих систем, в различной степени связанных с магматизмом, в том числе амагматогенных термоконвективных систем, объяснение происхождения которых вызывает наибольшие затруднения. Однако для того, чтобы иметь возможность обсуждать проблему происхождения термоконвективных гидротермальных систем, нужно сначала уяснить, какие условия нужны для возникновения в земной коре тепловой конвекции гидротермальных растворов.

## Физические условия возникновения тепловой конвекции растворов

Тепловая конвекция гидротермальных растворов возникает вследствие теплового расширения гидротермального флюида. При вертикальном геотермическом градиенте, превышающем адиабатический градиент, эффект теплового расширения приводит к уменьшению плотности флюида с глубиной. В поле силы тяжести такая система неустойчива. Как следствие гравитационной неустойчивости развивается тепловая конвекция. Развитию конвекции препятствуют диссипативные процессы вязкого трения и теплопроводной теплопередачи. Для горизонтального слоя пористой среды соотношение между силами, вызывающими конвекцию и противодействующими конвекции, определяется значением безразмерного параметра $Ra$, известного как число Рэлея [24]:

$$Ra = \alpha\rho^2 c_p K H \Delta T g / \mu\lambda, \qquad (1)$$

где $\alpha$, $\rho$, $c_p$, $\mu$ — коэффициент теплового расширения, плотность, удельная теплоемкость и вязкость флюида; $K$, $\lambda$ — проницаемость и эффективная теплопроводность пористой среды; $H$ — мощность слоя; $\Delta T = T_1 - T_0$ — разность значений температуры на нижней ($T_1$) и верхней ($T_0$) границах слоя ($T_1 > T_0$); $g$ — ускорение свободного падения. Конвекция развивается, когда число Рэлея превышает его критическое значение $Ra_{крит}$.

Для возникновения тепловой конвекции гидротермальных растворов основное значение имеют вертикальная протяженность $H$, разность граничных температур $\Delta T$ и проницаемость $K$ области конвекции.

Вертикальную протяженность области конвекции оценим, исходя из условия потенциальной рудопродуктивности гидротермальной системы. В термоконвективной системе источником рудообразующих компонентов является объем пород, промываемых потоком конвектирующих растворов. Примем содержание рудных элементов в этом объеме равным среднему их содержанию в земной коре. Отношение запасов $M$ крупных месторождений к среднему содержанию $C$ рудных элементов в земной коре, согласно [37], равно $M/C \approx n \cdot 10^{10}$ (где $M$ — в т, $C$ — в г/т). Соответственно эквивалентный объем пород, в котором сосредоточено количество металла, равное его запасам в крупном месторождении, равен первым десяткам кубических километров [15]. Однако объем конвективной системы должен быть больше эквивалентного объема, так как в месторождении сосредоточивается только часть металла, находящегося в объеме конвективной ячейки. Исходя из представления о низком "коэффициенте полез-

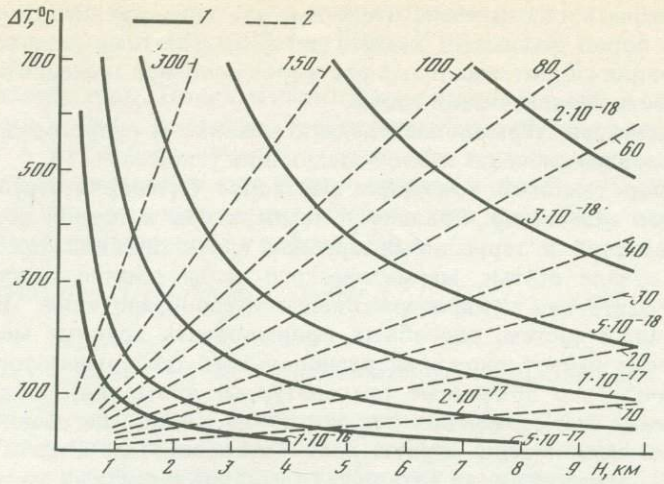



*Рис. 1.* **Критические значения проницаемости для возникновения тепловой конвекции растворов**
*1* — изолинии значений проницаемости (в м$^2$); *2* — значения геотермического градиента (в °С/км)

ного действия" рудообразующих процессов, будем считать, что эта часть составляет первые проценты. В таком случае объем системы может быть оценен величиной в сотни—первые тысячи кубических километров. При таком объеме области конвекции, считая конвекцию осесимметричной и принимая длину горизонтальных и вертикальных ветвей ячейки конвекции примерно одинаковыми, вертикальная протяженность термоконвективной системы, способной сформировать крупное месторождение, равна $H \approx 5$—$10$ км.

Разность температур на нижней и верхней границах области конвекции примем равной $\Delta T \approx 300°$ С. Такая разность температур соответствует начальному геотермическому градиенту $\Gamma = \Delta T/H \approx 30$—$60°$ С/км.

Оценку проницаемости $K$ области конвекции произведем, используя выражение (1). При принятых значениях $\Gamma$ и $H$ критическое значение числа Рэлея равно $Ra_{крит} \approx 4$ [42]. Для остальных параметров, входящих в выражение (1), примем следующие значения: $\alpha = 2 \cdot 10^{-3}$ град$^{-1}$, $\rho = 0{,}9$ г/см$^3$, $c_p = 1{,}2$ кал/(г·град), $\mu = 1{,}2 \cdot 10^{-3}$ П [40], $\lambda = 4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град) [27] и $g = 9{,}8$ м/с$^2$. Подставляя вместо $Ra$ его критическое значение, связь между основными условиями, определяющими возникновение конвекции, согласно (1), определяется равенством

$$\Delta THK = Ra_{крит}\mu\lambda/\alpha\rho^2 c_p g \approx 10^{-11}, \qquad (2)$$

где разность граничных температур $\Delta T$ выражена в градусах, вертикальная протяженность $H$ области конвекции — в м, проницаемость $K$ — в м$^2$ (1 м$^2 \approx 10^{12}$ Д).

Графическое выражение равенства (2) дано на рис. 1. При принятых значениях $\Delta T$ и $H$ критическое значение проницаемости, при превышении которого возникает тепловая конвекция, равно $K \approx 5 \cdot 10^{-18}$ м$^2$.

По результатам лабораторных определений типичные значения поровой проницаемости интрузивных и метаморфических пород равны $10^{-18}$—$10^{-21}$ м$^2$ [14]. Поскольку поровая проницаемость пород меньше ее критического значения, возникновение тепловой конвекции растворов в массивных кристаллических породах маловероятно. Однако значения проницаемости, получаемые при лабораторном исследовании образцов, меньше проницаемости пород в естественном залегании. Различие обусловлено тем, что в естественном залегании тела горных пород содержат трещины. Проницаемость трещиноватых пород обычно

больше ее критического значения. Типичные значения проницаемости массивов трещиноватых пород равны $10^{-14}$—$10^{-16}$ м$^2$ [30]. Поэтому для возникновения тепловой конвекции гидротермальных растворов основное значение имеет трещинная проницаемость геологической среды.

Таким образом, для термоконвективного механизма гидротермального рудообразования основное значение имеют следующие условия.

Возникновению тепловой конвекции растворов благоприятствует увеличение *геотермического градиента.* Градиенты температуры в земной коре достигают наибольших значений в термальных ореолах магматических тел. Однако как отмечалось в начале статьи, магматического тепла обычно недостаточно для обеспечения энергетики гидротермального рудообразования. Поэтому для термоконвективных систем, способных сформировать крупные месторождения, основное значение имеют аномалии регионального геотермического поля. Это, однако, не значит, что локальные температурные аномалии, связанные с внедрением небольших магматических тел, никак не влияют на развитие процесса. Локальные аномалии могли играть роль "пускового механизма" конвекции. В пользу такого понимания роли локальных аномалий свидетельствует характерная для орогенных областей ассоциация многих гидротермальных месторождений с интрузивными образованиями типа штоков, даек, некков и т.п., которые вследствие небольших размеров не могли обеспечивать гидротермальную конвекцию энергетически, но могли способствовать ее возникновению.

Вариации геотермического градиента в региональных аномалиях геотермического поля, однако, относительно невелики. В областях с повышенным тепловым потоком значения геотермического градиента лишь в редких случаях превышают его удвоенное среднеземное значение [23]. Поэтому роль этого фактора при возникновении конвекции не столь значительна, как фактора проницаемости. Однако повышенный геотермический градиент в области конвекции имеет важное значение как фактор обеспечения температурного режима рудообразования.

Основным условием для возникновения тепловой конвекции гидротермальных растворов является повышенная *проницаемость* области конвекции. Ведущая роль этого фактора определяется тем, что проницаемость геологической среды может изменяться на многие порядки величины. Для тепловой конвекции растворов в региональном геотермическом поле, как было показано выше, основное значение имеет трещинная проницаемость. Поэтому предпосылкой возникновения термоконвективных рудообразующих систем является тектоническая нарушенность пород.

Наконец, для возникновения конвекции, обеспечения температурного режима рудообразования и потенциальной рудопродуктивности термоконвективных систем большое значение имеет *масштабный* фактор. Для формирования крупного месторождения нужно, чтобы образовалась крупная термоконвективная ячейка, для чего, в свою очередь, нужно, чтобы сопряженные аномалии геотермического и геофильтрационного полей охватывали большие объемы геологического пространства.

Итак, основными физическими условиями возникновения термоконвективных рудообразующих систем являются крупномасштабные пространственно сопряженные аномалии геотермического и геофильтрационного полей. Рассмотрим, как орогенный режим способствует формированию таких аномалий.

## Изменение температуры и проницаемости при подъеме и эрозии орогенных областей

**Изменение температуры.** Поднимающиеся породы несут с собой запас глубинного тепла, поэтому подъем и эрозия орогенных областей приводят к повышению температуры в их недрах. Этому повышению температуры противодействует кондуктивное охлаждение пород через земную поверхность. Решение задачи теплопереноса, учитывающее взаимодействие этих процессов, является частным случаем решения, приведенного в работе [33]:

$$T(z,t)=\Gamma(z+\upsilon t)+0{,}5\Gamma[(z-\upsilon t)\exp(\upsilon z/a)\operatorname{erfc}(z/\upsilon t)/\sqrt{4at}-(z+\upsilon t)\operatorname{erfc}(z+\upsilon t)/\sqrt{4at}], \qquad (3)$$

где $\operatorname{erfc}(x)=2/\sqrt{\pi}\int_x^\infty \exp(-\xi^2)d\xi$ — дополнительная функция ошибок.

Выражение (3) определяет изменение температуры $T(z,t)$ в зависимости от глубины $z$ и времени $t$ при следующих условиях. В начальный момент времени $t=0$ температура линейно нарастает с глубиной с градиентом $dT/dz=\Gamma$. Начиная с момента времени $t>0$ породы движутся по направлению к земной поверхности ($z=0$) со скоростью $\upsilon$. Земная поверхность сохраняет при этом неизменное положение благодаря компенсирующей подъем эрозии. Температура земной поверхности $T(0,t)=0$. Температуропроводность пород $a$ постоянная.

Особенности распределения температуры, рассчитанного по уравнению (3), иллюстрируют графики, приведенные на рис. 2 и 3. На рис. 2 показано распределение температуры $T(z)$ при скорости подъема $\upsilon=1$ мм/год для моментов времени $t$ с начала подъема, равных 5, 10, 15 и 20 млн лет. Амплитуда подъема $A=\upsilon t$ соответственно равна 5, 10, 15 и 20 км. Температуропроводность пород $a=5{,}3\cdot10^{-7}$ м$^2$/с принята близкой к температуропроводности гранодиорита [27]. Сравнение геотерм для различных моментов времени показывает, что температура в недрах орогенного блока по мере увеличения амплитуды его подъема нарастает. Геотермы (см. рис., 2,*2*) показывают, как изменялась бы температура без кондуктивного охлаждения пород. Уравнение (3) в этом случае принимает вид:

$$T(z,t)=\Gamma(z+\upsilon t)=\Gamma(z+A). \qquad (3а)$$

Сравнение геотерм, рассчитанных по уравнениям (3) и (3а) для одних и тех же моментов времени, показывает, что охлаждающее влияние земной поверхности обусловливает увеличение геотермического градиента в верхней части разреза орогенных зон. С увеличением глубины геотермический градиент уменьшается, приближаясь к его невозмущенному значению $dT/dz=\Gamma$.

Геотермы, приведенные на рис. 2, рассчитаны для одного значения скорости подъема орогенного блока. Чтобы учесть влияние скорости $v$ на распределение температуры, сформируем, используя решения (3) и (3а), безразмерный комплекс $\overline{T}=\Delta T_1/\Delta T_2$, где $\overline{T}$ — безразмерная температура, $\Delta T_1$ и $\Delta T_2$ — превышения температуры над начальной геотермической, рассчитанные соответственно по уравнениям (3) и (3а). Значения $\overline{T}$ изменяются от 0 до 1. Если $\overline{T}=0$, температура определяется кондуктивным теплообменом с поверхностью, подъем и эрозия орогенного блока происходят без повышения температуры в его недрах: $T(z,t)=T(z)=\Gamma z$. Если $\overline{T}=1$, температура определяется конвективным теплопереносом, подъем пород происходит без их охлаждения: $T(z,t)=\Gamma(z+A)$. Таким образом, безразмерная температура $\overline{T}$ характеризует напряженность температурной аномалии в орогенном блоке по отношению к предельному случаю, когда температура пород при их подъеме не меняется и соответственно превышение температуры над начальной геотермической определяется только амплитудой подъема.

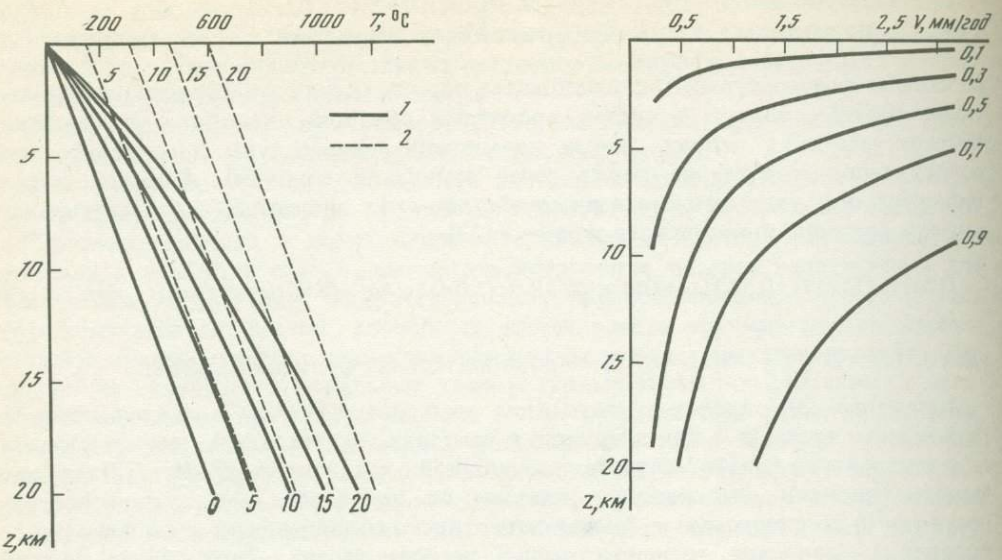



*Рис. 2.* **Расчетные геотермы при подъеме и эрозии орогенных зон**

*1* — геотермы, рассчитанные по уравнению (3); *2* — по уравнению (3а); цифры 0, 5, 15, 20 — амплитуды подъема (в км); скорость подъема $V=1$ мм/год

*Рис. 3.* **Изменение с глубиной безразмерной температуры (7) в зависимости от скорости подъема и эрозии орогенных зон. Пояснения в тексте**

Распределение значений безразмерной температуры $\overline{T}$ показано на рис. 3. Безразмерная температура увеличивается с увеличением глубины $z$ залегания пород и скорости $\upsilon$ подъема и эрозии орогенного блока. Такая направленность изменения $\overline{T}$ обусловлена тем, что с увеличением $z$ слабее проявляется охлаждающее влияние земной поверхности, с увеличением $\upsilon$ увеличивается интенсивность переноса тепла поднимающимися породами. При значениях $\upsilon$=0,5—1,0 мм/год, отвечающих характерным значениям скорости подъема и эрозии орогенных зон, и $z=5$—10 км, отвечающих предполагаемой глубине проникновения конвективной циркуляции растворов, $\overline{T}\sim 0{,}25$—0,6. При начальном геотермическом градиенте $\Gamma=30°$ С/км и амплитуде подъема $A=20$ км таким значениям $\overline{T}$ отвечает повышение температуры в недрах орогенного блока на $\Delta T=TA\Gamma\approx 150$—350° С. Это означает, что осредненный по интервалу 0—$z$ геотермический градиент примерно удваивается и соответственно примерно удваиваются значения геотермической температуры.

**Изменение проницаемости.** Гравиметрические данные показывают, что в горных системах, образующихся в результате подъема орогенных зон, земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию [8]. Это, однако, не означает, что орогенные зоны находятся в механическом равновесии. В горном рельефе запасена потенциальная энергия. Еще больший ее запас заключен в погруженных в мантию "корнях" гор. Этот избыток потенциальной энергии обусловливает механическую неустойчивость орогенных зон. Их утолщенная земная кора стремится растечься в стороны, чтобы выровнять неоднородности мощности и тем самым прийти к состоянию с минимальной потенциальной энергией [1, 17]. Процесс гравитационного растекания коры приводит к образованию внутрикоровых областей с повышенной трещинной проницаемостью.

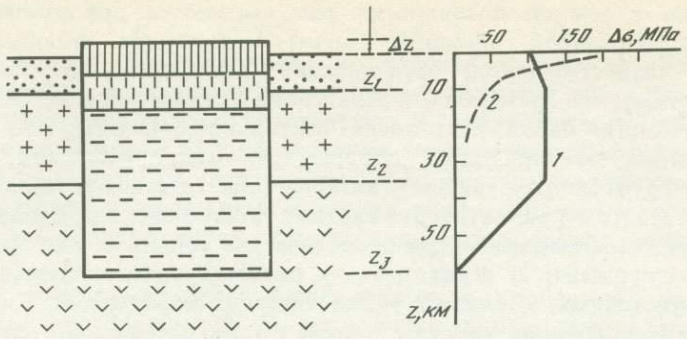



*Рис. 4.* **Изменение с глубиной дифференциальных напряжений в орогенном блоке. Пояснения в тексте**

Силы, вызывающие гравитационное растекание орогенных зон, можно в первом приближении оценить следующим образом. Пусть среднее превышение орогенного блока над его рамой равно $\Delta z$ (рис. 4). Раму орогенного блока образуют до глубины $z_1 = 10$ км породы осадочного слоя, заполняющие краевые прогибы, до глубины $z_2 = 35$ км — магматические и метаморфические породы консолидированной коры, до глубины погружения корня орогенного блока $z_3 = 60$ км — породы мантии. Плотности пород примем равными: осадочного слоя $\rho_1 = 2{,}6$ г/см$^3$, орогенного блока $\rho_0 = 2{,}8$ г/см$^3$, консолидированной коры рамы орогенного блока $\rho_2 = \rho_0$, мантии $\rho_3 = 3{,}3$ г/см$^3$ [27]. Вследствие малости деформаций, необходимых для релаксации упругих напряжений, давление в орогенном блоке и его раме будем считать равным литостатическому, т.е. весу вышележащих пород [1]. Условием изостатического равновесия орогенного блока является равенство литостатических давлений в орогенном блоке и его раме на уровне нижней границы орогенного блока:

$$\rho_0 g(\Delta z + z_3) = g[\rho_1 z_1 + \rho_2(z_2 - z_1) + \rho_3(z_3 - z_2)]. \qquad (4)$$

Равенство (4) позволяет определить превышение $\Delta z$ орогенного блока над его рамой. При принятых значениях параметров $\Delta z \approx 3{,}75$ км.

До уровня компенсации $z_3$ литостатическое давление в орогенном блоке больше, чем в его раме. Поэтому орогенный блок подвержен действию горизонтальных растягивающих напряжений. Определим, как изменяются эти напряжения с глубиной. Разность литостатических давлений в орогенном блоке и раме на уровне верхней границы рамы $z = 0$ равна $\Delta P_0 = \rho_0 g \Delta z \approx 105$ МПа, на уровне подошвы осадочного слоя $\Delta P_1 = \Delta P_0 + (\rho_0 - \rho_1)\, g z_1 \simeq 125$ МПа, на уровне подошвы консолидированной коры $\Delta P_2 = \Delta P_1 + (\rho_0 - \rho_2) g (z_2 - z_1) = \Delta P_1$, на уровне нижней границы орогенного блока $\Delta P_3 = \Delta P_2 + (\rho_0 - \rho_3) g (z_3 - z_2) = 0$. На рис. 4 изменение с глубиной значений $\Delta P$, представленных как значения дифференциальных растягивающих напряжений $\Delta\sigma$, показано линией *1*. График показывает, что растягивающие напряжения распределены по глубине неоднородно. Неоднородное распределение напряжений предполагает в общем случае неоднородное распределение деформаций. Однако проявление деформаций зависит не только от действующих напряжений, но и от реологических свойств среды. Поэтому рассмотрим кратко, как изменяется с глубиной реология пород орогенного блока.

Термин "гравитационное растекание", принятый в литературе по гравитационной тектонике, подчеркивает, что в региональной тектонике орогенных областей основную роль играют деформации вязкого течения пород [3, 17]. Вязкие деформации характерны для глубоких частей земной коры. По мере

приближения к земной поверхности они сменяются деформациями хрупкого разрушения. Основной причиной смены механизмов деформации является увеличение вязкости пород, обусловленное снижением температуры [6]. Это приводит к тому, что время вязкой релаксации напряжений в верхней ("холодной") части орогенного блока становится настолько большим, что породы даже при медленных тектонических деформациях ведут себя как хрупкие тела. Переход от хрупкого разрушения к вязкому (пластическому) течению происходит постепенно. Поэтому, схематизируя картину такого перехода, в разрезе орогенного блока могут быть выделены три реологические зоны (см. рис. 4): 1) верхняя — хрупкого разрушения; 2) переходная — смены хрупкого разрушения пластическими деформациями; 3) нижняя — пластических деформаций. Для верхней зоны характерны перемещения крупных блоков по магистральным разрывам. В переходной зоне преимущественно развиты процессы рассредоточенного дилатансионного трещинообразования, сменяющиеся в нижней зоне пластическим течением пород [13]. Смене механизмов деформации соответствует уменьшение с глубиной максимальных дифференциальных напряжений, т.е. долговременной прочности пород. Экспериментальное определение долговременной прочности является трудной задачей, поскольку на реологическое поведение пород влияют не только температура и скорость деформации, но и давление, наличие флюидов, их состав и другие условия. Поэтому наиболее надежные оценки основываются на сопоставлении экспериментальных и полевых данных. Такое сопоставление проведено У. Файфом, Н. Прайсом и А. Томпсоном [26]. По данным этих авторов, максимальные дифференциальные напряжения в верхней реологической зоне могут достигать $>200$ МПа, в переходной зоне они уменьшаются до $<50$ МПа, в глубоких частях орогенных зон дифференциальные напряжения по сравнению с их значениями в верхней и переходной реологических зонах становятся пренебрежимо малыми. На рис. 4 изменение с глубиной в орогенном блоке максимальных дифференциальных напряжений показано линией *2*.

Сопоставление графиков *1* и *2* показывает, что в верхней реологической зоне прочность пород больше растягивающих напряжений, обусловленных действием гравитационных сил. Поэтому породы верхней зоны играют роль жесткого погранслоя орогенного блока [44]. В переходной и нижней зонах прочность пород меньше растягивающих напряжений, поэтому здесь развиваются неупругие деформации. При этом в переходной зоне широко проявляются процессы дилатансионного трещинообразования, которые приводят к увеличению трещинной проницаемости среды [13, 26, 30]. В нижней реологической зоне вследствие смены дилатансионного трещинообразования пластическим течением пород трещинная проницаемость среды уменьшается.

Таким образом, в орогенном блоке при его гравитационном растекании образуется внутрикоровый слой с повышенной трещинной проницаемостью. В первом приближении этот слой может быть отождествлен с переходной реологической зоной. На рис. 4 переходная зона выделена в интервале глубин 5—15 км от подошвы горного рельефа. В соответствии с проведенным обсуждением в качестве границ зоны приняты: сверху — уровень, на котором силы, вызывающие гравитационное растекание орогенного блока, уравниваются с силами, противодействующими растеканию, снизу — уровень, на котором в орогенных областях с повышенным геотермическим градиентом происходит переход от хрупкого разрушения к пластическому течению пород [13].

## Гипотеза

Приведенные данные (об амплитудах и скорости подъема и эрозии орогенных поясов, физических условиях возникновения тепловой конвекции растворов, изменении в орогенном блоке температуры и проницаемости) обосновывают гипотезу гидротермального рудообразования, давшую название статье. Гипотеза объединяет в динамическую систему основные физические процессы, приводящие к образованию в орогенных областях гидротермальных месторождений с магматическим и внемагматическим источниками флюидов, тепла и рудных элементов.

Постановка вопроса в статье была связана с проблемой происхождения амагматогенных месторождений. В приложении к ним предполагаемая гипотезой связь процессов орогенеза, эрозии и гидротермального рудообразования может быть представлена в виде следующей динамической системы: подъем орогенной области создает высокогорный рельеф; воздымание гор приводит к увеличению скорости эрозии; сопряженные процессы подъема и эрозии обусловливают разогрев орогенного блока — повышение в его недрах температуры и увеличение геотермического градиента; одновременно вследствие гравитационной неустойчивости в орогенном блоке под приповерхностным слоем прочных пород образуется слой пород с повышенной трещинной проницаемостью; увеличение геотермического градиента и проницаемости создает условия для возникновения тепловой конвекции растворов; возникающие термоконвективные системы формируют гидротермальные рудные месторождения.

В представленной модели конвективный кругооборот растворов обеспечивает флюидное питание рудообразующих систем, повышенная температура в недрах орогенного блока — тепловое питание, рудные элементы выщелачиваются растворами из вмещающих пород, слагающих объем конвективной ячейки.

При образовании магматогенных месторождений источником флюидов, тепла и рудных элементов является магма. Геотермические и геодинамические условия, складывающиеся при подъеме и эрозии орогенных областей, оказывают влияние на генерацию магматических расплавов и их внедрение в верхние горизонты коры.

Генерации магм могут способствовать процессы декомпрессионного плавления поднимающихся пород. В глубоких частях орогенного блока снижение температуры плавления поднимающихся пород вследствие уменьшения литостатического давления происходит быстрее, чем снижение температуры, обусловленное кондуктивным охлаждением через земную поверхность. Поэтому если температура пород до подъема была близка к температуре солидуса, то при подъеме породы будут испытывать частичное плавление. Степень плавления, при прочих равных условиях, будет тем больше, чем больше амплитуда подъема и эрозии орогенного блока. Количественные оценки, основывающиеся на данных о декомпрессионном плавлении водосодержащих пород континентальной коры [7, 29], показывают, что при амплитуде подъема и эрозии $>$ 20 км в глубоких частях орогенных зон может достигаться степень плавления, достаточная для образования больших объемов анатектических магм.

При внедрении в верхние горизонты коры магма занимает определенное пространство. В основном это достигается механическим нагнетанием расплава, когда магма внедряется, раздвигая породы рамы формирующегося интрузива [31]. При образовании крупных плутонов такой внутрикоровый раздвиг может достигать многих километров. Этому могут способствовать растягивающие напряжения, вызывающие гравитационное растекание орогенного блока.

Наряду с магматогенными и амагматогенными месторождениями в оро-

генных областях широко распространены гидротермальные месторождения, имеющие смешанное магматогенно-метеогенное происхождение. Образование таких месторождений происходит по устойчиво воспроизводящейся схеме: минералообразование начинают магматические флюиды, завершают метеорные воды [22, 41]. Смена по ходу гидротермального процесса генетического типа растворов означает, что между вынужденной конвекцией магматических флюидов и свободной тепловой конвекцией метеорных вод существует преемственная связь. Механизм такой связи может быть представлен следующим образом. Магматические флюиды, обладающие большим запасом давления, отделяясь от магматического очага, активно прокладывают себе пути движения, образуя трещины гидроразрыва, тела гидротермальных брекчий и др. В результате механической активности магматических флюидов вырабатывается трасса их восходящей разгрузки, обладающая повышенной проницаемостью. Высокотемпературные магматические флюиды разогревают эту трассу. Появление в надинтрузивном пространстве протяженной в вертикальном направлении, высокопроницаемой, разогретой трассы способствует возникновению тепловой конвекции растворов. Поэтому когда флюидогенерирующая способность магматического очага истощается, вынужденная конвекция магматическимх флюидов сменяется тепловой конвекцией, в систему которой вовлекаются метеорные воды. При этом восходящая ветвь тепловой конвекции наследует ранее выработанную трассу восходящего движения магматических флюидов, обеспечивая тем самым пространственное совмещение минеральных продуктов, отложенных преемственно сменившими друг друга во времени гидротермальными системами.

Таким образом, подъем и эрозия орогенных областей создают благоприятные физические условия для образования гидротермальных месторождений, в различной степени связанных с магматизмом: магматогенных, магматогенно-метеогенных, амагматогенных. Это позволяет рассматривать ассоциацию гидротермальных месторождений, формирующихся на орогенном этапе развития подвижных поясов, как орогенный "парагенезис" месторождений.

## Обсуждение

Гипотеза основывается на представлении о больших восходящих движениях в орогенных областях. Ведущим механизмом таких движений является твердотельная свободная конвекция, или, используя термин, введенный в отечественную тектоническую литературу В.В. Белоусовым [2], *адвекция*. В качестве тектонической основы гипотезы принят процесс общекоровой адвекции — общего подъема орогенных областей. Однако подвижные пояса не поднимаются как единое целое. Общекоровый подъем осложняется адвективными внутрикоровыми движениями. Вертикальные амплитуды внутрикорового подъема пород, как об этом свидетельствуют недавние находки в Западных Альпах коэситсодержащих кварцитов[1], могут быть даже больше, чем амплитуды общекорового подъема. Поэтому адвективные внутрикоровые движения могут быть включены в динамическую систему связи орогенеза и гидротермального рудообразования наравне с общекоровыми. Такое расширение тектонической основы гипотезы позволяет рассмотреть ее возможное прикладное значение для металлогении орогенных областей.

При металлогеническом районировании рудоносных территорий в зависимости

[1] Образование коэситсодержащего парагенезиса произошло на глубине более 90 км [32]. Анализ условий сохранности коэсита (коэсит сохранился только в виде включений в зернах пиропа) свидетельствует о том, что порода после образования претерпела быстрый внутрикоровый подъем, амплитуда которого составляла многие десятки километров [36].

от масштаба работ выделяются: мелкомасштабные объекты — рудные пояса и провинции, среднемасштабные — рудные узлы и районы, крупномасштабные — рудные поля и месторождения. Аномалии физических полей, создаваемые общим воздыманием и эрозией орогенных поясов, по площади распространения соответствуют рудным поясам и провинциям. Поэтому приведенные данные о подъеме орогенных областей и связанных с подъемом физических эффектах имеют значение прежде всего для региональной металлогении.

Аномалии, создаваемые внутрикоровыми адвективными движениями, накладываются на региональный фон, создаваемый общекоровым подъемом. При этом физические характеристки аномалий суммируются. Такое суммирование эффектов общекорового и внутрикорового подъема пород приводит к тому, что в пределах орогенных областей обособляются субрегиональные площади с особо благоприятными условиями для гидротермального рудообразования. По ареалу развития такие площади являются среднемасштабными. Поэтому их естественно ассоциировать с объектами среднемасштабной металлогении — рудными узлами и районами.

Внутрикоровая адвекция при орогенезе развивается вследствие разуплотнения вещества в глубоких частях орогенного блока [3]. К разуплотнению могут приводить тепловое расширение и частичное плавление пород, метаморфическая дегидратация при затрудненном оттоке флюидов, дилатансионное трещинообразование и другие процессы, происходящие с увеличением объема. Присутствие разуплотненных масс в "корнях" рудоконцентрирующих структур мезо-кайнозойских орогенных поясов подтверждают геофизические данные [18].

Данные о геологическом строении рудных районов орогенных областей обобщены И.Н. Томсоном [25]. Тектоническая позиция рудных районов определяется их приуроченностью к наложенным структурам. Форма рудных районов в плане обычно близка к изометричной. Это соответствует представлению о подъеме горячих глубинных масс при внутрикоровой адвекции в виде компактных струй, или, используя термин, принятый при описании мантийной адвекции, "плюмов" [11]. По вектору вертикальной компоненты структурообразующих движений структуры рудных районов могут быть как положительными (купола, своды), так и отрицательными (кальдеры, грабены). Это обстоятельство, на первый взгляд, противоречит представлению о связи рудных районов с внутрикоровыми восходящими движениями. Однако противоречие снимается, если учесть, что для внутрикоровой адвекции характерны системы замкнутого типа. В замкнутых адвективных системах тектонические движения осуществляются за счет перераспределения материала внутри системы, в разомкнутых адвективных системах материал может поступать в систему или удаляться из нее. При общекоровой адвекции, приводящей к воздыманию горных сооружений, адвективные системы, как правило, разомкнуты — поднимающийся материал удаляется за пределы орогенной области агентами эрозии. Внутрикоровая адвекция, подобно общекоровой, может приводить к воздыманию горных сооружений и соответственно включать в транспортную цепь процессы поверхностного переноса. Однако чем меньше площадь поперечного сечения восходящей ветви адвективной системы, тем более вероятно замыкание траекторий перемещения материала внутри орогенного блока. Кинематически такое замыкание системы означает, что подъем пород сменяется на некоторой глубине их субгоризонтальным растеканием. Внутрикоровое растекание адвективного плюма приводит к возникновению в перекрывающем реологически более жестком слое коры горизонтальных растягивающих напряжений. Эти напряжения могут приводить к раздвигу растягиваемого слоя и как следствие к образованию вторичных отрицательных структур гравитационного проседания пород. При осесимметричной адвекции, таким образом, могут возникать характерные для рудных районов отрицательные

структуры радиально-концентрического типа. Механизм образования отрицательных структур над внутрикоровыми поднятиями хорошо изучен методами экспериментальной тектоники и подтвержден геологическими наблюдениями на примере соляных диапиров [17, 26]. Если диапировый механизм образования структур рудных районов справедлив, то для отрицательных структур должны быть характерны приповерхностные условия формирования; положительные структуры могут возникать на различных глубинах. С этим следствием гипотезы согласуется приуроченность к отрицательным структурам вулканических пород. Для районов с преимущественным развитием интрузивных пород, что, как можно предполагать, свидетельствует о большей глубине эрозии, характерны положительные структуры [25].

Таким образом, предполагаемая гипотезой связь орогенеза и гидротермального рудообразования проявляется в зависимости от масштаба рассмотрения проблемы различно. Общий подъем и эрозия орогенных областей создают региональные аномалии физических полей, благоприятствующие гидротермальному рудообразованию. Ареалы таких аномалий образуют рудные пояса и провинции. Изменение физических условий в недрах орогенных областей, обусловленное их общим подъемом, способствует проявлению процессов дифференциального внутрикорового подъема глубинных пород, внедрению в верхние горизонты коры и излиянию на земную поверхность магматических расплавов. Над восходящими ветвями систем внутрикоровой адвекции (своего рода "горячими точками" орогенных областей) обособляются субрегиональные аномалии с потенциально более благоприятными условиями для гидротермального рудообразования. Ареалы таких аномалий образуют рудные узлы и районы. Наконец, в пределах субрегиональных аномалий под действием локальных факторов, в основном магматических и тектонических, возникают гидротермальные системы, непосредственно создающие рудные месторождения.

Отличительной особенностью предложенной гипотезы является нетрадиционная трактовка глубины формирования месторождений. В динамической системе, включающей процессы общекоровой и внутрикоровой адвекции, глубина рудообразования является в общем случае переменной величиной. Процесс формирования месторождения мыслится как происходивший в подвижных координатах, в условиях постепенного приближения области рудоотложения к земной поверхности. Представление о формировании месторождений в условиях изменяющейся (уменьшающейся) глубинности позволяет объяснить данные о барических условиях гидротермального рудообразования, интерпретация которых в рамках традиционных генетических моделей гидротермального рудогенеза приводит к противоречиям.

При изучении флюидных включений в рудных и жильных минералах гидротермальных месторождений орогенных областей нередко устанавливаются значения флюидного давления, многократно превосходившие литостатическое давление на предполагаемой глубине формирования месторождений. Происхождение высокобарических включений обычно объясняется сверхлитостатическим давлением минералообразующих растворов [12]. Однако такая трактовка противоречит данным геомеханики. Давление флюидов в земной коре не может быть больше давления гидроразрыва вмещающих пород. Образование трещин гидроразрыва происходит при давлении флюидов, превышающем минимальное сжимающее напряжение на величину прочности пород при растяжении [26]. Прочность при растяжении тектонически нарушенных пород гидротермальных месторождений мала. Минимальное сжимающее напряжение, судя по широкому развитию рудоконтролирующих разрывных деформаций с субгоризонтальной ориентировкой оси растяжения — сбросов, сбросо-сдвигов, сдвигов, обычно меньше величины вертикальной нагрузки, обусловленной весом вышележащих пород. Поэтому при формировании гидротермаль-

ных месторождений давление растворов не может быть много больше литостатического давления на глубине рудообразования.

Представление о невозможности больших сверхлитостатических давлений растворов приводит к другой интерпретации происхождения высокобарических флюидных включений. Обнаружение на месторождении минералов, содержащих включения со "сверхлитостатическим" давлением флюидов, может рассматриваться как свидетельство того, что рудовмещающая область во время образования включений находилась на глубине, большей, чем предполагаемая глубина формирования месторождения. Затем вследствие общекорового или (если нет оснований предполагать большую глубину эрозии) внутрикорового подъема пород область рудоотложения была приближена к земной поверхности.

Включения со "сверхлитостатическим" давлением растворов устанавливаются в минералах, возникших на ранних (обычно дорудных) этапах формирования месторождений. Если предположить, что при образовании высокобарических включений давление растворов было равно литостатическому, то глубину образования ранних минеральных ассоциаций можно ориентировочно оценить по градиенту литостатического давления (~ 25—28 МПа/км). На завершающих этапах формирования месторождений давление растворов вследствие угасания гидродинамической активности гидротермальных систем приближается к гидростатическому. Поэтому оценка глубины образования поздних минеральных ассоциаций может быть произведена путем пересчета минимальных замеренных значений флюидного давления по градиенту гидростатического давления (~10 МПа/км). Разность полученных таким образом оценок глубины минералообразования на начальных и завершающих этапах минералообразующего процесса может служить оценкой амплитуды подъема области рудоотложения за время формирования месторождения.

## Литература


1. *Артюшков В.Е.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
2. *Белоусов В.В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Вып. 4. С. 5—23.
3. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
4. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
5. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С.* и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
6. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
7. *Кадик А.А., Френкель М.Я.* Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
8. *Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 264 с.
9. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений М.: ВИНИТИ, 1981. 135 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 11).
10. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Рудообразующие процессы. М.: ВИНИТИ, 1984. 148 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 14).
11. *Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж.* Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
12. *Наумов Г.Б.* Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // Геохимия и космохимия: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 11. С. 215—222.
13. *Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения. М.: ВИНИТИ, 1983. С. 149—230. (Итоги науки и техники. Механика деформируемого твердого тела; Т. 15).
14. *Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 148 с.
15. *Пэк А.А.* Гидродинамические модели гидротермальных рудообразующих систем // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. С. 68—78.
16. *Райс Р.Дж.* Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980. 576 с.
17. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 400 с.
18. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.
19. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд. месторождений. 1981. N 1. С. 5—17.
20. *Смирнов В.И.* Плутонизм и нептунизм в раз-

витии учения о рудных месторождениях. М.: Наука, 1987. 94 с.
21. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213—298.
22. *Тейлор Х.П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200—237.
23. Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 173 с.
24. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч.1. 376 с.; Ч. 2. 360 с.
25. *Томсон И.Н.* Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 216 с.
26. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 438 с.
27. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: (Петрофизика). М.: Недра, 1976. 528 с.
28. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 328 с.
29. *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
30. *Brace W.E.* Permeability of crystalline and argillaceous rocks // Intern. J. Rock Mech. and Mining Sci. and Geomech. Abstr. 1980. Vol. 17, N 5. P. 241—251.
31. *Castro A.* On granitoid emplacement and related structures: A review // Geol. Rdsch. 1987. Vol. 76, N 1. P. 101—124.
32. *Chopin C.* Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 86, N 1. P. 107—118.
33. *Clark S.P., Jäger E.* Denudation rates in the Alps from geochronologic and heat data // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267, N 10. P. 1143—1160.
34. *Dodson M.* Thermochronometry // Nature. 1981. Vol. 293, N 58324. P. 606—607.
35. *England P.* Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the Alpine orogeny: an independent control of geobarometers? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 387—397.
36. *Gillet Ph., Ingrin J., Chopin C.* Coesite in subducted continental crust: *P–T* history deduced from an elastic model // Ibid. 1984. Vol. 70, N 2. P. 426—436.
37. *Laznicka P.* Giant ore deposits — A quantitative approach // Global Tecron. and Met. 1983. Vol. 2, N 1/2. P. 41—63.
38. *Mehta P.K.* Tectonic significance of the young mineral dates and the rates of cooling and uplift in the Hymalaya // Tectonophysics. 1980. Vol. 62, N 3/4. P. 205—217.
39. *Norton D.L.* Theory of hydrothermal systems // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1984. Vol. 12. P. 155—177.
40. *Norton D., Knight J.* Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277, N 8. P. 937—981.
41. Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Miner. 1986. Vol. 16. 570 p.
42. *Straus J.M., Schubert G.* Thermal convection of water in a porous medium: Effects of temperature and pressure-dependent thermodynamic and transport properties // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 2. P. 325—334.
43. *Wagner G.A., Reimer G.M., Jäger E.* Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps // Mem. Ist. geol. e miner. Univ. Padova. 1977. Vol. 30. P. 1—27.
44. *Weertman J.* Height of mountains on Venus and the creep properties of rock // Phys. Earth and Planet. Inter. 1979. Vol. 19. P. 197—207.
45. *Zeitler P.K.* Cooling history of the NW Hymalaya // Tectonics. 1985. Vol. 4, N 1. P. 127—151.

УДК 553.2:551.2

*А.И. Кривцов*

# Характеристика рудообразующих систем — состояние проблемы

Одна из последних печатных работ академика В.И. Смирнова — предисловие к книге "Рудообразующие процессы и системы" [5], в которой объединены доклады советских геологов, подготовленные по этой проблеме к XXVIII сессии Международного геологического конгресса. Представляя сборник читателю, В.И.Смирнов как его редактор определил общие подходы к проблеме. "По отношению к генезису рудных месторождений природной системой является совокупность взаимосвязанных геологических процессов, обстоятельств и обстановок, определяющих условия их формирования" [5, с. 5]. И далее: "Общее описание систем преследует цель выяснения генетических связей между ведущими семействами магматических пород, типоморфными геологическими струк-

турами и представительными сериями, группами и классами рудных месторождений" [5, с. 5].

В многогранной научной деятельности В.И. Смирнова особо выделяются его работы по теории рудогенеза, закономерностям размещения месторождений полезных ископаемых, теоретическим основам металлогении. Разработки первого направления синтезированы в учебных пособиях и учебниках [9, 10], общая композиция которых и содержательные подходы так или иначе воспроизводятся в аналогичных по назначению трудах, включая и зарубежные. Второе направление интенсивно развивалось В.И. Смирновым как председателем Совета по рудообразованию. Результаты этой научно-организационной деятельности воплотились в 15 томах издания "Закономерности размещения полезных ископаемых", объединявшего передовые разработки многих ведущих ученых страны. В емких предисловиях к этим томам и в собственных статьях В.И. Смирновым концентрированно излагались важнейшие проблемы геологии рудных месторождений и объективно сопоставлялись различные подходы к их решению. В области металлогении развитие теоретических и методологических основ этой науки В.И. Смирнов сочетал с организацией металлогенических совещаний, которые каждый раз создавали дополнительные импульсы для развития научной мысли на базе познанных природных явлений и передовых металлогенических концепций.

Выделенные три направления деятельности В.И. Смирнова так или иначе отражают общий процесс познания природы рудообразования: объяснение происхождения конкретных месторождений, анализ закономерностей их размещения с оценкой приложимости имеющихся генетических гипотез, синтез накопленных знаний с формированием теоретических основ металлогении и последующим их приложением к практическим задачам геологии.

Приведенные в начале статьи слова В.И. Смирнова выражают современные подходы к пониманию рудообразующих процессов как системы взаимодействующих геологических объектов и явлений в сочетаниях, приводящих к возникновению скоплений рудного вещества — переводу его из рассеянного состояния в концентрированное [1]. Из работ В.И. Смирнова следует, что для понимания и характеристики любого рудообразующего процесса необходимо выявление и расшифровка природы следующих главных его составляющих: источников энергии, источников рудного вещества, источников транспортирующих агентов, областей рудонакопления [6, 7]. Естественно, что не меньшее значение для понимания природы рудообразования имеют и такие вопросы, как механизм мобилизации транспортирующих агентов и рудного вещества, способы и формы его перемещения, причины и механизм рудонакопления и ряд других. Однако подобные характеристики детализируют главные составляющие рудообразующих процессов в их геологическом и металлогеническом понимании, а не определяют их ведущие черты.

Хорошо известно, что генетические концепции в области геологии рудных месторождений возникали и возникают как возможные объяснения природы естественных скоплений рудного вещества после их обнаружения и описания. Развитие генетических концепций стимулируется находками новых рудных объектов либо появлением (установлением) новых черт и характеристик месторождений, не укладывающихся в ранее созданную генетическую модель (объяснение) или противоречащих ей. Немаловажное значение имеет и реинтерпретация позиции месторождений в геологических структурах и в геологическом времени.

Естественно, что реализация в процессе познания общей схемы обнаружение объекта (факта)—описание—объяснение (генетическая концепция) отвечает описательной стадии развития геологии рудных месторождений. Однако современное состояние этой научной дисциплины характеризуется накоплением огром-

ного описательного материала по многочисленным месторождениям, большинство которых являются однотипными, и высоким уровнем соответствия частных генетических концепций характеристикам детально изученных месторождений. Иными словами, возникли объективные предпосылки для синтеза информации с целью создания общих генетических основ геологии рудных месторождений и перехода этой дисциплины к качественно новому этапу с реализацией схемы теория—предсказание объекта.

Этому новому этапу отвечают первые разработки в области создания моделей рудообразующих процессов и систем, связывающих воедино собственно геологические и рудные объекты. Начавшийся этап синтеза знаний так или иначе отразился в работе У. Файфа [11], предложившего для анализа рудообразующих процессов "правила игры". Эти правила в общем виде определяют либо ограничивают условия функционирования природных систем, в которых взаимодействуют все элементы рудообразующих процессов с результирующим накоплением рудного вещества.

Синтез уже созданных и апробированных генетических концепций и генетических моделей не исключает возможности выявления месторождений новых типов и обнаружения продуктов еще не установленных рудообразующих процессов.

Опыт металлогенических исследований, накопленных во многих странах мира, позволяет установить некоторые обобщенные пространственно-временны́е ряды месторождений для основных типов геоструктур. Вместе с тем связи собственно геологических процессов и процессов рудообразования выявлены далеко не в полной мере. Сочетания типа режим геотектонического развития—эквивалентный комплекс геологических процессов—сопутствующие (либо генерируемые) рудообразующие процессы во временно́м и пространственном выражении пока лишь фиксируют наблюденные факты и не расшифрованы на уровне геологических законов.

Новые объекты и новые рудообразующие процессы могут быть выявлены при анализе пространственно-временны́х закономерностей взаиморасположения месторождений полезных ископаемых (как рудных, так и нерудных). Развитие этого направления требует изучения рудоносности геологических образований, занимающих значительные площади, которые эквивалентны по крайней мере металлогеническим областям. Здесь могут быть выделены два крайних случая: сочетания контрастно различающихся геологических образований, возникающих при принципиально различных режимах и формирующих латерально-вертикальные ряды (подвижные пояса); сочетания геологических образований, близких по фациально-формационному облику и возникающих при эволюционном изменении режимов (осадочные бассейны внутри- и перикратонной обстановки).

Объяснение закономерного взаиморасположения месторождений, различных по составу руд и условиям возникновения, может способствовать установлению ранее не известных рудообразующих процессов.

Особый аспект проблемы — крупные магматические комплексы с "пестрой металлогенией" (Бушвельд и др.), а также сравнительно небольшие по площади рудные районы с концентрированным многофазным магматизмом, сопровождающимся широким спектром месторождений различных металлов (рудный пояс Колорадо в США, Алмалыкский район в СССР и др.).

Еще более остра проблема рудоносности осадочных образований в амагматичных провинциях. До сравнительно недавнего времени сама формулировка "металлоносность осадочных образований" относилась чуть ли не к еретическим в силу господства классической парадигмы магма—металл. Открытия таких месторождений, как Филизчай и Мурунтау в СССР, Карлин в США, Олимпик Дам в Австралии и др., не только заставили пересмотреть природу

известных рудных месторождений в осадочных образованиях, но и выдвинули принципиально новую сферу как для поисковых работ, так и для рудогенетических концепций. Именно в осадочных бассейнах могут быть найдены взаимосвязи между нефтегазообразованием, формированием месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых и процессами син- и постседиментационной эволюции огромных толщ терригенного материала.

Для всех обстановок несомненный интерес представляют исследования в области исторической геохимии — изучение распределения, перераспределения и миграции рассеянных элементов на разных стадиях накопления и формирования геологических образований.

Возможные подходы к выявлению еще не известных рудообразующих процессов отнюдь не исчерпываются изложенными направлениями, которые могут быть существенно расширены.

Несмотря на значительный прогресс в познании рудообразующих процессов и систем, основные их составляющие требуют более детального изучения как в качественном, так и в количественном (что особенно важно) отношении.

**Энергообеспечение рудообразующих процессов и систем.** Энергетические аспекты рудообразования представляют, пожалуй, наименее разработанную часть проблемы. Исследования В.И. Смирнова [7, 8] по проблемам эндо- и экзотермального энергообеспечения рудообразования, по количественным оценкам энергозатрат для ведущих типов месторождений, к сожалению, не получили дальнейшего развития, вероятно, в связи со сложностью этих вопросов и необходимостью нетрадиционных для геологии подходов.

Пока не получили должной взаимоувязки имеющиеся оценки энергозатрат на уровне генерации магматических масс, кристаллизации минералов из расплавов и растворов. Практически отсутствуют исследования по вопросам энергообеспечения движения рудоносных магматических расплавов и флюидов, их теплоотдачи в процессах рудообразования. Даже ставшая классической модель ликвационно-кристаллизационного рудонакопления энергетически не охарактеризована. Предложенные в последние годы варианты плюмажно-конвекционных моделей движения расплавов в магматических камерах и концепция термоэрозии не обоснованы расчетами возможных (и необходимых) энергозатрат.

Если применительно к гидротермально-рециклинговым системам имеются расчетные оценки требуемого энергообеспечения кругооборота вод, то для ортогенетических гидротермальных систем трудно найти какие-либо энергетические обоснования отщепления флюидов от расплавов, перемещения растворов к зонам рудоотложения, миграции разгруженных растворов от таких зон.

Интенсивно развивающиеся концепции гидрогенного рудообразования при высоком уровне физико-химического обоснования процессов рудонакопления не получили соответствующих количественных оценок энергообеспечения передвижения вод в рудоносных средах на разных их уровнях.

Приведенные примеры не исчерпывают всего возможного перечня рудообразующих процессов и систем, для полноты понимания которых требуется ускоренная разработка качественных и количественных аспектов энергообеспечения. Представляется очевидным то обстоятельство, что комплексные энергетические характеристики рудообразующих процессов могут быть получены лишь при оценке энергетической роли каждого из элементов соответствующих геологических систем. Оценки энергообеспечения рудообразующих процессов могут и должны стать критериями достоверности рудогенетических концепций процессов.

**Источники рудного вещества и транспортирующих агентов.** Предложенное В.И. Смирновым разделение источников вещества на три группы — подкоровые (мантийные, базальтоидные), коровые (гранитоидные), ассимиляционные — опре-

деляет общие принципы группировки рудообразующих процессов и их систематизацию. Это разделение требует конкретизации применительно к различным типам рудообразующих процессов и эквивалентным им типам месторождений, а также к разным стадиям миграции рудного вещества во всей сложности тектоно-магматических и других геологических событий.

Изменчивость природы источников рудного вещества в истории развития земной коры, показанная А.И. Тугариновым и так или иначе отражающаяся в полигенности—полихронности рудных месторождений (по В.И. Смирнову), многоступенчатость концентрирования рудного вещества, основанная на комплексе данных, выдвигают задачу расшифровки природы источников вещества и их носителей на разных стадиях рудообразующих процессов. В первую очередь это касается экстракции вещества из различных по своей природе источников, его распределения и перераспределения при прерывистом рудогенезе, при наложении и совмещении разных процессов.

Подобные задачи весьма трудны для разрешения в тех случаях, когда источники рудного вещества пространственно не совмещены с источниками транспортирующих агентов и энергообеспечения, что, в частности, имеет место при регенерационном рудообразовании.

Количественные оценки распределения рудного вещества по различным составляющим рудообразующих систем во времени и пространстве обеспечивают меру достоверности тех или иных генетических концепций. Немаловажное значение для такого рода оценок могут иметь соответствующие характеристики рудо- и металлоконцентрирующих технологических процессов, так или иначе воспроизводящих природные явления, что уже отмечалось в работах автора [2, 3]. Подобные процессы также представляют значительный интерес и в отношении определения возможных энергозатрат по уровням концентрирования рудного вещества.

Не менее важны вопросы источников транспортирующих агентов. Если в отношении собственно рудоносных (переносящих рудное вещество) магматических расплавов требуется детализация общих положений, то в отношении рудотранспортирующих флюидов необходимы принципиальные разработки. Укрупненные оценки потенциала флюидогенерации магматическими расплавами редко учитывают реальные массы магматических тел, участвующих в тех или иных рудообразующих системах, а также возможности отщепления флюидов на разных уровнях расплавных колонн. Одной из важнейших задач является определение уровня водонасыщенности различных геологических сред (включая породы интрузивных рам), выяснение условий и возможностей экстракции их флюидных составляющих. Состояние водонасыщенности среды рудообразования в период функционирования соответствующих систем нуждается в специальных исследованиях.

Не менее важна проблема роли внешних (экзогенных) источников флюидов в эндогенном и экзогенно-эндогенном рудообразовании, что убедительно показано в работах по современному субмаринному сульфидонакоплению [4, 12]. Значительный интерес представляют разработки по флюидообеспечению метаморфогенно-регенерационного рудообразования. Очевидно, что во всех случаях определяющее значение для понимания природы рудообразования должны иметь количественные оценки флюидообеспечения.

В целом палеогидрогеологические аспекты рудообразования должны получить дальнейшее развитие в первую очередь за счет объединения усилий различных отраслей наук о Земле.

**Пути транспортировки рудного вещества** традиционно понимаются как проницаемые зоны в земной коре, связывающие области выноса с участками рудонакопления. Такого рода связующие нити между источниками рудного вещества и месторождениями далеко не всегда прослежены как по объек-

тивным причинам, так и в силу того, что удаленные подрудные части геологического пространства обычно не привлекают внимания исследователей. Вследствие этого во многих случаях остаются неопознанными геологические объекты, весьма важные для теории рудогенеза и практической геологии. Допущения существования таких путей многими генетическими концепциями пока не имеют должного фактографического обоснования.

Изучение "сжатых" по вертикали рудообразующих систем типа медно- и олово-порфировых со сближенным расположением источников выноса и участков накопления вещества позволило выявить сложную эволюцию во времени трещинных каналов транспортировки. Подобные системы обладают комплексом признаков саморазвития с центробежным и центростремительным перемещением проницаемых зон, развивающихся сверху вниз в апикальных частях магматических тел. Такие изменения геометрии и, очевидно, степени проницаемости путей транспортировки прямо влияют на режим и масштабы рудонакопления. В этом плане заслуживают дополнительного изучения и жильно-трещинные системы.

В модели субмаринных гидротермально-рециклинговых систем решающая роль отводится зонам поглощения морских вод в породах океанического ложа. Однако такие зоны пока не откартированы. Не установлены также участки перехода подобных зон в подрудные выводные каналы. Нельзя не отметить, что решение этих задач весьма важно для целенаправленного ведения поисков соответствующих месторождений.

Надежное выделение путей транспортировки вещества и флюидов на месторождениях, относимых к гидрогенным, представляет достаточно сложную задачу из-за отсутствия критериев опознания подобных проницаемых зон в рудоносных средах. В частности, для месторождений свинца и цинка в карбонатных толщах концепция латеральной миграции рудообразующих рассолов (растворов) не подкреплена признаками соответствующих проницаемых зон и установлением их позиции. Особый интерес на подобных объектах представляют брекчиевые тела зон проседания, связанные с карстообразованием в период рудонакопления.

**Области** (участки) **рудонакопления** в общем случае выделяются как рудовмещающие структуры. Естественно, что разные рудообразующие процессы могут отличаться друг от друга по природе областей рудонакопления и не иметь собственно структурного характера. Из всего многообразия областей рудонакопления особое внимание привлекают следующие: рудовмещающие депрессионные структуры на сульфидных никелевых и медно-никелевых месторождениях, а также на месторождениях платиноидов ("potholes" Бушвельда); аналогичные по форме структуры на месторождениях колчеданного семейства; рудоносные брекчиевые тела. Объяснение природы таких структур и их соотношений с другими элементами рудообразующих систем имеет решающее значение для создания моделей рудогенеза.

Для месторождений жильно-трещинных систем по-прежнему остается открытым вопрос о путях миграции отработанных растворов из областей рудонакопления. На штокверковых месторождениях рециклинговая модель рудогенеза в значительной степени снимает остроту этой проблемы, однако возможное состояние водонасыщенности областей рудонакопления после завершения рудообразующих процессов пока не исследовано. Между тем не исключается возможность пострудных реакций между рудами и остаточными водами с изменением характеристик как вещества, так и областей рудонакопления.

Не менее интересны пластообразные участки рудонакопления на гидрогенных месторождениях. Во многих случаях трудно определить, чем отличается пространство, занятое рудным пластом, от прилегающей среды и чем обусловлена его предпочтительность для рудоотложения. Вопрос — что было,

когда не было руды, — для таких ситуаций особенно актуален. "Косое" положение рудных пластов относительно слоистости, литолого-фациальные замещения пород и руд с изменением состава последних решающим образом влияют на генетические интерпретации.

Из приведенного краткого обзора, по мнению автора, вытекает необходимость дальнейших целенаправленных исследований главных элементов рудообразующих систем с целью развития теоретических основ рудогенеза на базе интеграции информации.

В решении более общей задачи изучения рудообразующих систем как совокупности взаимосвязанных и взаимодействующих элементов выделяются два ведущих направления: анализ возможного взаиморасположения различных элементов рудообразующих систем и их реально допустимой пространственной геометрии; определение комплекса количественных характеристик и оценка их конкретных значений с допускаемой геологическими ситуациями достоверностью.

В наиболее общем случае любая рудообразующая система рассматривается как сочетание источников (вещества, транспортирующих агентов, энергии) и областей рудонакопления, сопряженных друг с другом путями транспортировки, которые в принципе отвечают главным геометрическим осям систем. Ситуация существенно усложняется в тех случаях, когда источники вещества, транспортирующих агентов и энергии не принадлежат единому геологическому телу, а разобщены в пространстве при связи друг с другом через главные оси систем. Естественно, что в таких ситуациях возможна весьма сложная конфигурация систем и даже непостоянство ориентировки их осей на разных участках.

Для простых вариантов рудообразующих систем в широком их спектре нетрудно найти примеры весьма разнообразной ориентировки осей — от субвертикальной до субгоризонтальной. В то же время для многих сложных систем трудно установить не только направление осей, но даже их возможное наличие, поскольку ориентировки векторов поступления вещества и положение его источников базовыми генетическими концепциями рассматриваются в альтернативных вариантах либо вообще лишь предполагаются. В некоторых генетических построениях источники оказываются отнесенными от конкретных областей рудонакопления на столь значительные расстояния и глубины (до мантийных), что они превращаются из геологических объектов в абстрактное понятие. Очевидно, что любые генетические интерпретации так или иначе должны учитывать возможную геометрию и параметры систем с соблюдением принципа соразмерности уровней организации материи для соответствующих элементов и таксонов систем.

Для анализа рудообразующих систем существенное значение имеют оценки их протяженности по осям и степени растянутости—сжатости. При отнесении источников на десятки километров от областей рудонакопления, т.е. на бесконечные расстояния в сравнении с размерами рудных тел, построения геометрии систем теряют реальное геологическое содержание. Другой крайний случай — непосредственное примыкание рудных тел к геологическим объектам-источникам — не столь уж редок, что иллюстрируется многочисленными примерами месторождений с достаточно конкретными объяснениями процессов их возникновения. В то же время большинство рудообразующих систем, вероятно, принадлежит к сравнительно растянутым по осям, протяженность которых по крайней мере на порядок превышает линейные размеры рудных тел.

В целом разработка классификации рудообразующих систем по их геометрии, линейным и объемным параметрам может иметь определяющее значение для количественных основ теории рудогенеза и практической геологии.

Количественные описания рудообразующих систем должны быть в первую очередь подчинены задаче оценки возможностей рудонакопления в известных масштабах, обусловленных сочетанием соответствующих элементов систем предполагаемой геометрии и их линейных и объемных параметров. Области рудонакопления легкодоступны для количественного описания, поскольку их главные характеристики — массы рудного вещества, металлов и содержания — определяются с достаточно высокой точностью как в рудных телах, так и в околорудных ореолах.

Массы поступившего рудного вещества должны быть сопоставлены с массами транспортирующих агентов и концентрациями в них переносимых компонентов. Содержания последних вблизи источников, на путях транспортировки, перед рудоотложением и после разгрузки определяют баланс вещества в этой части рудообразующих процессов. Значения общей массы транспортирующих агентов и ее распределения по отдельным отрезкам системы и всего процесса миграции требуют увязки с протяженностью путей транспортировки, длительностью и скоростью передвижения носителей вещества. Эти характеристики позволяют оценить энергозатраты на перемещение транспортирующих агентов. С другой стороны, оценка энергообеспечения системы включает и энергетическое состояние самих транспортирующих агентов и баланс энергообмена на всем пути их перемещения.

Количественные характеристики транспортирующих агентов определяют требования к источникам — к значениям их общих и активных масс, содержаниям рудных компонентов (исходным, выносимым, остаточным), вынесенных масс рудного вещества, концентраций и масс транспортирующих агентов. Не менее важны оценки общего энергетического потенциала источников в сопоставлении с расчетным энергообеспечением (по крайней мере транспортирующих агентов). Естественно, что все названные характеристики по своим значениям не могут противоречить линейным и объемным параметрам источников и систем в целом.

При самых общих подходах для количественного описания рудообразующих систем требуется установление эквивалентности источников, транспортирующих агентов и рудных тел по массам и содержаниям вещества, а также по энергетическим характеристикам. Пропорциональность масс отдельных элементов систем уровням концентрирования в них рудного вещества позволяет оценить допустимость эквивалентных геологических объектов по предполагаемым либо расчетным геометрическим параметрам систем.

Выделенные направления количественного описания рудообразующих систем пока подкреплены лишь разрозненными расчетно-методическими приемами, наиболее простые из которых описаны ниже.

При рассмотрении рудообразующих процессов как процессов переноса веществ и их накопления в качестве одной из главной характеристик должна выделяться степень концентрирования, показатель которой определяется через соотношения содержаний того или иного металла на различных отрезках процесса. Кроме общеизвестных приемов расчета кларков — концентраций и уровней накопления, возможно использование следующего выражения для оценки степени концентрирования ($K_c$), заимствованного из практики обогащения руд:

$$K_c = 100(C_1 — C_2):(C_3 — C_2), \quad (1)$$

где $C$ — содержания: $C_1$ — исходные, $C_2$ — остаточные, $C_3$ — обогащенные.

Две первые величины могут быть отнесены к источникам вещества либо к транспортирующим агентам, а последняя — к рудным телам либо к промежуточным скоплениям рудного вещества при многоступенчатом его концентрировании.

Соблюдение принципа эквивалентности масс и содержаний для разных

элементов рудообразующих систем определяет их количественную сбалансированность через обратные зависимости масс и содержаний [3]. С другой стороны, соотношения масс при переотложении руд определяются через содержания элементов на разных стадиях процесса:

$$M_м : M_в = (C_и - C_в) : (C_м - C_и), \quad (2)$$

где $M$ — массы рудного вещества: $M_м$ — в месторождении, $M_в$ — вынесенные из предшествующей зоны концентрирования (промежуточный источник), $C$ – содержания: $C_и$ — исходные, $C_в$ — вынесенные, $C_м$ — накопленные в месторождении.

Степень накопления (концентрирования) вещества, исходя из разработок Н. Пэйджа и С. Кризи [см. 3], определяет значения прироста энергозатрат ($\Delta E$) на повышение концентраций вещества от некоторого начального ($C_1$) к конечному ($C_2$):

$$\Delta E = B(C_1 - C_2)/(C_2 C_1), \quad (3)$$

где $B$ – постоянная, зависящая от процесса концентрирования.

Сравнительно разнообразны приемы расчетов, которые приложимы для оценки масс, участвующих в рудообразовании, и некоторых линейных параметров рудообразующих систем.

А. Налдреттом и др. [см. 3] для оценки накопления сульфидов и металлов платиновой группы при собственно магматических процессах широко используется выражение

$$C_м = C_c D(A+1)/(A+D), \quad (4)$$

где $C_м$ — содержание металла в руде, $C_c$ — его содержание в силикатном расплаве, находящемся в равновесии с сульфидным расплавом, $D$ — коэффициент распределения Нернста (отношение содержания элемента в сульфидном расплаве к содержанию этого элемента в силикатном расплаве), $A$ — отношения масс силикатного и сульфидного расплавов. Последняя величина может быть определена по преобразованному выражению (4):

$$A = D(C_м - C_c)/(C_c D - C_м). \quad (5)$$

Значение $A$ позволяет через известные запасы сульфидных руд в месторождении оценить расчетную массу исходного расплава (при условии полного выноса сульфидного вещества в рудные тела). Такие данные в сопоставлении с параметрами рудоносных магматических тел прямо влияют на представления о параметрах рудообразующих систем и условиях рудонакопления.

Для современных субмаринных рециклинговых систем рядом авторов [4, 12] показано, что изменения состава пород в конвекционной ячее зависят от соотношения вода:порода. Различия в этих отношениях могут рассматриваться как следствие взаимодействия одной и той же массы воды с различными массами пород. Отсюда вытекает возможность определения части геометрических параметров конвекционных ячей. Балансу масс воды отвечают выражения

$$M_в = n_1 M_1; \; M_в = n_2 M_2; \; n_1 M_1 = n_2 M_2, \quad (6)$$

где $M_в$ — масса воды, $M_1$ и $M_2$ — масса пород в разных зонах конвекционной ячеи, $n_1$ и $n_2$ — отношения вода:порода в этих зонах.

При равных плотностях пород в разных зонах соотношения их объемов ($V$) определяются выражением

$$n_1 V_1 = n_2 V_2. \quad (7)$$

Отсюда возможен переход к площадям соответствующих зон при том или ином значении вертикального размаха конвекционной системы.

Эта величина может быть определена через критические значения числа

Рэлея ($R$), определяющие возможность возникновения конвекционного потока:

$$H=(R\,K\,W)/(p, g, B\,\delta\,\Delta T), \tag{8}$$

где $p$ – проницаемость среды, $B$ – коэффициент ее объемного расширения, $\Delta T$ — разность температур в поперечном сечении проницаемого слоя (между источником тепла и зоной рудонакопления), $g$ — ускорение силы тяжести, $H$ – мощность проницаемого слоя, эквивалентная протяженности путей транспортировки, $K$ – тепловая проводимость проницаемой среды, $W$ — кинематическая вязкость.

Значения переносимых масс, путей их транспортировки, скорости перемещения, оцениваемой через длительность функционирования рециклинговой системы, температуры растворов и ее перепадов позволяют оценить возможное энергопотребление таких систем в сравнении с потенциалом энергообеспечения соответствующими глубинными источниками.

Для модели гидрогенного накопления цветных металлов на сероводородных барьерах на основе баланса масс рудного вещества и растворов Д. Хэйнесом [см. 3] предложено оценивать содержание металла в водах ($C_s$) по выражению

$$C_s=(C_м DH\alpha^2)/(K_в P), \tag{9}$$

где $C_м$ — содержание в рудах месторождений, $D$ — отношение плотностей руды и раствора, $H$ — отношение мощностей рудного тела и рудоносного горизонта, $\alpha$ — протяженность горизонта (путь фильтрации), $K_в$ — средняя горизонтальная проницаемость, $P$ — избыточный гидравлический напор.

Приведенное выражение допускает оценку протяженности путей транспортировки ($\alpha$) при $K_м = C_м/C_s$:

$$\alpha=\sqrt{K_в P/K_м DH}. \tag{10}$$

Формула оценки зависимости между содержаниями урана в различных элементах системы гидрогенного накопления этого металла предложена В.С. Голубевым и Е.М. Шмариовичем:

$$C_м=a(pC_s+V/U\ C_r)T, \tag{11}$$

где $C$ — содержание: $C_м$ — в рудах месторождения, $C_s$ — в растворах, $C_r$ – в промываемых породах, $p$ — пористость пород, $V$ — скорость движения геохимического барьера, $U$ — скорость фильтрации потока растворов, $T$ — длительность рудоотложения.

Представляется, что какие-либо ограничения приложимости указанного выражения для количественного описания сходных по природе рудообразующих систем отсутствуют. Отсюда определяется возможность оценки протяженности путей фильтрации растворов как через абсолютные значения содержаний с использованием выражения (11), так и через их отношения:

$$S_2=(S_1T)/(K_м—apK_pT), \tag{12}$$

где $S_1$ — пути передвижения геохимического барьера, $S_2$ — пути передвижения растворов, $K$ — отношения содержаний: $K_м = C_м/C_r$, $K_s = C_s/C_r$.

С другой стороны, при отнесении массы накопленного металла к растворам и породам-источникам и известным (либо заданным) содержаниям в них легко определить значения взаимодействующих масс тех и других для оценки возможных энергозатрат по комплексу характеристик.

Приведенные примеры возможных расчетов не претендуют на полный обзор существующих методических приемов, а лишь иллюстрируют приложимость имеющихся разработок для оценок количественных характеристик рудообразующих систем. Представляется, что целенаправленные исследования хорошо изученных систем на количественной основе позволят создать комплексные

методики расчетов с исключением возможных противоречий между частными приемами оценок.

Немаловажное значение для количественного описания рудообразующих систем имеет установление длительности рудообразующих процессов. Последняя пока определяется преимущественно по косвенным данным, а значения времени даже для однотипных месторождений нередко различаются на 1—2 порядка. Естественно, что широкий диапазон оценок времени определяет многовариантность значений количественных характеристик и снижает их достоверность. Между тем исследования по абсолютной хронологизации рудообразующих процессов вообще и отрезков рудонакопления в частности пока не получили должного развития, хотя необходимые методологические и методические основы решения этой задачи в том или ином виде уже созданы.

Реализация рудообразующих процессов, очевидно, возможна лишь при определенном сочетании геологических объектов, отвечающем рудообразующим системам. Однако в таких сочетаниях и цепи соответствующих геологических событий должны существовать факторы, определяющие стартовый механизм рудогенеза и собственно рудообразующий характер подобных систем. Выявление геологических образований, так или иначе сопряженных с процессами, инициирующими рудогенез, открывает возможности опознания потенциально рудоносных систем даже в обстановках отсутствия прямых признаков оруденения.

В заключение представляется необходимым отметить, что одной из главных задач изучения рудообразующих систем в развитие творческого наследия В.И. Смирнова является достижение возможности установления таких совокупностей и соотношений геологических объектов, которые с допустимой в геологии достоверностью позволяли бы предсказывать природу рудообразующих процессов и возможное местоположение их продуктов.

### Литература


1. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т.1. 183 с.; Т. 2. 175 с.
2. *Кривцов А.И.* Интерпретация генезиса рудных месторождений. М.: ВИНИТИ, 1986. 85 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения).
(Итоги науки и техники. Руд. месторождения).
3. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
4. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 158 с.
5. Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. 225 с.
6. *Смирнов В.И.* Пути развития металлогении // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981. Т.13. С. 8—20.
7. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд. месторождений. 1981. N 1. С. 5—17.
8. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 3—10.
9. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 325 с.
10. *Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф.* Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 359 с.
11. *Fyfe W.* Ore deposits — the rules of the game // Abstr. XXVIII Intern. Geol. Congr. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 1. P. 520—521.
12. *Reed M.H.* Seawater-basalt reaction and origin of greenstones and related ore deposits // Econ. geol. 1983. Vol. 78, N 3. P. 466—485.

УДК 553.2:552.14

*Н.С. Скрипченко*

# Литоформационная и генетическая основа моделирования рудообразующих систем в осадочных породах

Комбинирование эндогенных и седиментогенных рудообразующих систем рассматривалось В.И. Смирновым [9—11] как причина образования крупных стратиформных месторождений меди, свинца, цинка, серебра и других металлов в осадочных формациях. Эта концепция получила широкое признание и явилась эффективным средством для локального прогнозирования металлоносности в черносланцевых, глинисто-карбонатных, карбонатных и красноцветных песчано-аргиллитовых толщах. В развитие идей В.И. Смирнова в статье обобщены принципы моделирования рудообразующих систем на литоформационной и генетической основе.

**Генетические модели.** Месторождения цветных металлов в осадочных породах образуются в условиях дефицита серы по одностадийной осадочной и двустадийной осадочной и диагенетически-регенерационной моделям. В качестве базовой модели осадочного сульфидного рудогенеза может быть предложена актуалистическая модель сульфидообразования во впадине Атлантис-II [5]. Вследствие дефицита сульфид-иона и относительно высокой окислительной способности морской среды на границе между рудоносным рассолом и морской водой одновременно генерируются сульфиды цветных металлов и окислы железа. Этими геохимическими особенностями модели объясняется присутствие во многих крупных полиметаллических рудных районах также месторождений и рудопроявлений окисных железных и марганцевых руд.

Диагенетическое регенерационное рудообразование характерно для аргиллит-карбонатных и карбонатных рудоносных формаций. Различаются раннедиагенетическая регенерация как процесс дифференциации седиментных рудных залежей и позднедиагенетическая, результатом которой является накопление новых месторождений. К числу главных условий диагенетической регенерации относится дифференциальная литификация среды. Узлами ранней литификации служат кремнисто-баритовые и кремнисто-доломитовые зоны гидротермально-осадочных рудных залежй (Жайрем, Маунт-Айза), рифовые постройки, баровые пески и др.

Масштабность постседиментного регенерационного рудоообразования определяется концентрацией и объемом оруденения осадочной стадии, размерностью поровых систем как рудных коллекторов и длиной пути переноса. Примером благоприятного сочетания перечисленных факторов являются кремнисто-барит-свинцовые центральные зоны Жайремских рудных залежей, где проявлена главная роль структурного контроля для регенерационного оруденения. Структурный контроль является ведущим для размещения оруденения в рифовых комплексах (Ушкатын III, Свинцовый пояс Юго-Восточного Миссури и др.). Рудным коллектором здесь служит пористость седиментно-диагенетического типа. Время ее открытого активного состояния совпадает с периодом диагенетического уплотнения основной массы рудоносных толщ.

Источником регенерационных руд служит гидротермально-осадочное оруденение. Это доказывается примером металлогенического комбинирования Ушкатынского и Жайремского рудных полей [6]. В обоих распространены полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа. Оруденение Ушкатынского рифа практически не имеет цинка, но в гидротермально-осадочных рудах района отношение Pb:Zn достигает 1:4. Причина избирательного накопления свинца в рифе связана с низкой, недостаточной для миграции цинка

интенсивностью химических и структурных преобразований рудоносных отложений при диагенезе. Ушкатынский рудный риф имеет сходство с рудоносными рифовыми комплексами Юго-Восточного Миссури с их низкой степенью доломитизации и одновременно высоким отношением Pb:Zn около 4:1. Возможно, с повышением степени доломитизации среды это отношение смещается до 1:2 и более, что наблюдается для месторождений в глубоко доломитизированных рифах (Сардана, Пайн-Пойнт и др.).

Генетическая соподчиненность слоистых гидротермально-осадочных и регенерационных (секущих) руд в рифогенных брекчиях проявлена также в регионе Мак-Артур-Ривер [19]. Оба типа оруденения локализованы в строгом соответствии с фациями осадочных пород. Слоистый тип руд находится в углистом флишоиде мульдовых депрессий, а секущий — в брекчиевидных и массивных доломитовых строматолитовых рифовых комплексах тектонически активной береговой зоны этих депрессий. Как и в жайрем-ушкатынской ассоциации, в регионе Мак-Артур-Ривер отчетливо выражена одна и та же относительная стратиграфическая зависимость в распределении оруденения. Секущий тип смещен вверх по разрезу относительно слоистого. Общий контроль секущего оруденения в районе Мак-Артур-Ривер заключается в его регенерационной природе за счет мобилизации слоистого гидротермально-осадочного оруденения в флишоиде нижних горизонтов системы Мак-Артур. Соотношение оруденения и циклов седиментогенеза доказывает, что время образования секущих рудных залежей не выходит за рамки диагенеза рудоносной формации.

Физико-химические закономерности регенерационного рудообразования моделируются на основе рассольной геотермальной Челекенской системы [2,8]. Рудоносные рассолы Челекена имеют аномальное узловое распределение металлов. Динамика системы характеризуется колебанием концентрации металлов во времени, при этом пики концентраций приходятся на периоды сейсмической активности [2]. Рудогенерирующая модель на примере Челекена представляет собой инверсионно-пульсирующую систему по схеме осаждение—растворение—осаждение—растворение и т.д. [8]. Благодаря несбалансированности массобмена в этих циклах возникают аномально высокие концентрации металлов в рассолах в структурно благоприятных зонах. Последние в Челекенской аномалии представляют собой сейсмоактивные тектонические разломы. Свинец характеризуется более постоянным содержанием в отличие от цинка, концентрации которого подвержены значительным колебаниям. Свинец при вскрытии рассолов скважинами лавинно переходит в самородную твердую фазу, а цинк остается в рассоле.

**Формационный контроль оруденения** проявлен в свинцово-цинковых месторождениях в рифовых комплексах и месторождениях типа медистых песчаников.

Литоформационная неоднородность как фактор образования месторождений отчетливо выражена в полиметаллических месторождениях в рифовых комплексах детально изученного месторождения Свинцового пояса Юго-Восточного Миссури [12, 13, 15, 16]. Оруденение здесь локализовано в шнуровидной полосе брекчий обрушения, совмещенной с рифовыми постройками. При дешифрировании палеогидродинамической обстановки наиболее вероятная модель исходит из латерального перемещения растворов из областей высокого литостатического в области низкого гидростатического давления внутри рудоносной толщи Бонтерре. В этой модели активным проводником растворов является регионально развитый маркирующий горизонт. Резкое падение давления в потоке и накопление руд происходило почти по всей длине латерально узкой зоны внутри этого горизонта. Зона с коллекторскими свойствами соответствовала тыльной части баровой полосы, исходно, вероятно,

наиболее пористой [16]. Факторы, регулирующие концентрацию оруденения, в конечном счете относятся к структурному типу. Такого типа рудообразование наблюдается в скважинах, вскрывающих Челекенскую систему. Отложение самородного свинца происходит в скважинах при вторжении их в растворсодержащие горизонты. В данном примере внесение в потенциально рудообразующую гидротермальную систему скважинной полости, снижающей пластовое давление и отводящей раствор, — достаточное условие лавинного отложения руд [8].

Общий механизм рудообразования в Челекенской системе и Юго-Восточном Миссури сопоставим с месторождением Бьюик [18]. Галенит-сфалеритовое рудообразование происходит здесь в обстановке неоднократной инверсии сульфиды ⇄ раствор (осаждение ⇄ растворение). Корреляция изотопного состава сульфидной серы и рудного свинца подтверждает модель рудообразования, согласно которой свинец и цинк транспортировались в виде хлоридных комплексов к месту отложения совместно с сульфидной серой, например сероводородом. Температура высокохлоридных растворов—рассолов в зоне рудообразования была 100—150°С, pH≈6. Данные параметры характеризуют растворы как потенциально способные к рудоотложению в любой точке интервала переноса. Главным условием отложения следует считать вторжение потока в высокопористую среду.

Обобщенная рудоконтролирующая система для Юго-Восточного Миссури может быть составлена с включением в нее элементов систем других месторождений данного типа. Источником оруденения по аналогии с Ушкатыном и секущими рудами региона Мак-Артур-Ривер предполагаются гидротермально-осадочные руды, хотя не образующие рудных залежей.

Источники оруденения Юго-Восточного Миссури рассматриваются на основе четырех моделей: а) рассолы региональных осадочных бассейнов; б) мобилизация рассеянного радиогенного свинца пород докембрийского фундамента; в) мобилизация оруденения из терригенной пестроцветной подрудной формации Ламотт; г) эвапоритное снабжение рудного процесса за счет металлов морской воды, концентрируемых рифостроящими водорослями [13,15,16]. Эти представления объединены одним признаком — материнское оруденение либо кларково-рассеянное, либо более обогащенное путем биогенной адсорбции свинца из морской воды или эвапоритных рассолов. Не обсуждая вероятность этих источников, отметим, что практически все исследователи Юго-Восточного Миссури полагают, что концентрация крупных локальных скоплений свинца в рифовом комплексе происходит из рассеянного оруденения. Поэтому вполне вероятно, что оруденение в виде полей известково-глинистых отложений в рудоносной формации Ламотт в более глубоководных участках бассейна заражено гидротермальной минерализацией.

**Рудоконцентрирующие барьеры.** Сульфидное рудообразование в осадочных породах сопряжено с локальными рудоконцентрирующими барьерами литогенетического (рис. 1) и теплового (рис. 2) типов. Тепловые барьеры характеризуются трехчленной колонкой. Последняя формируется в зоне осадок—морская вода и составлена из илового осадка, холодного или термального рудоносного рассола и морской среды. По источнику энергии тепловые барьеры представлены эндогенными и фотогенными. Эндогенный создается на контакте гидротермальной системы и морской среды, в фотогенных источником энергии служит солнце. По механизму отложения сульфидов эндогенные тепловые барьеры представлены неорганическими и биогенно-осадочными типами, а фотогенные барьеры — только биогенно-осадочным типом.

Модель неорганического эндогенного теплового барьера определяет распределение рудных фаций в месторождениях типа Куроко. Динамическая структура модели включает каскадное комбинированное осадочно-метасоматическое

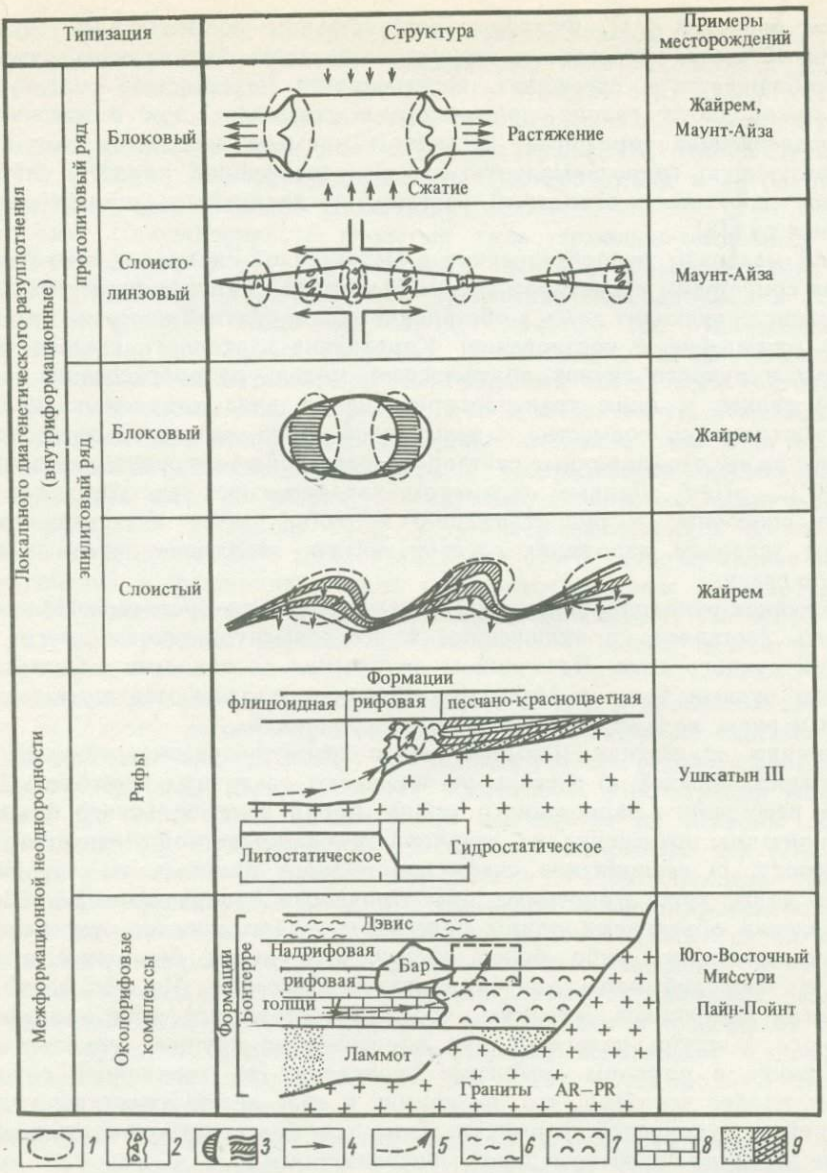



*Рис. 1.* **Структурно-литогенетические рудоконтролирующие барьеры**

*1* — зоны литогенетического разуплотнения; *2* — трещинно-будинные структуры; *3* — полости отслаивания; *4* — направление динамических напряжений и пластического течения осадков; *5* — направление разгрузки рудоносных рассолов; *6* — глинистые сланцы; *7* — рифовые постройки; *8* — детритовые известняки; *9* — красноцветные песчаники

рудоотложение на фронте сброса термального потока рудоносных растворов в открытый бассейн. Совпадающий со слоистостью фронт сульфидоотложения совмещен с зоной повышения плотности изотерм в толще пористых отложений у морского дна. Удовлетворительная трактовка положения фронта, а также полной вертикальной рудно-минеральной зональности этих месторождений (снизу вверх): 1) $CaSO_4$+$Fe_3O_4$; 2) $FeS_2$; 3) $FeS_2$+$CuFeS_2$; 4) ZnS+PbS; 5) $Fe_2O_3$ выполняется на основе реакций гидролиза ассоциированных комплексных соединений [17].

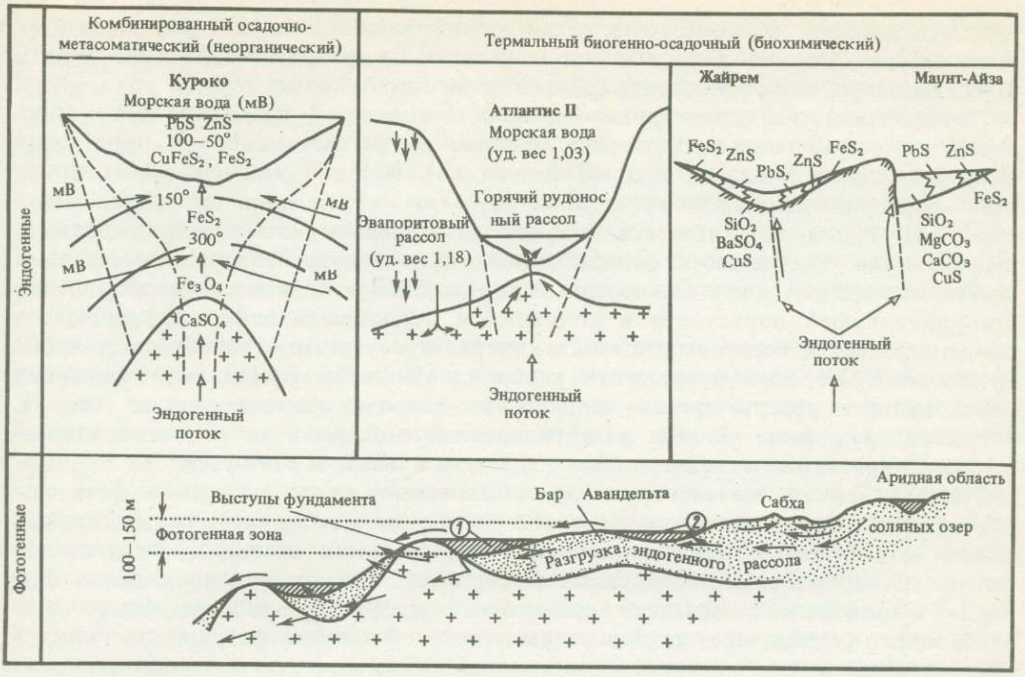



*Рис. 2.* **Тепловые (энергетические) барьеры в зоне литогенеза**
*1* — Муфулира; *2* — Джезказган

Барьер биогенно-осадочного типа описан на примере сульфидообразования в гидротермальной впадине Атлантис-II [5]. Принципиальная особенность барьера в том, что рудогенерирующий биохимический процесс проявляется в зоне контакта горячего рассола и морской среды независимо от глубины дна моря. Фотогенный барьер сходен по структуре и механизму рудообразования с барьером типа Атлантис-II. В данном случае существует батиметрическое ограничение, и сульфидное рудоотложение возможно только на тех барьерах, которые расположены в зоне активного фотосинтеза [7]. Глубина зоны, возможно, маркируется по нижней границе распространения рифостроящих организмов. Батиметрическая совпадаемость зоны рудообразования и фотогенных сульфидных барьеров подтверждается присутствием рифовых и эвапоритовых накоплений в рудоносных горизонтах крупнейших месторождений медистых песчаников (Джезказган, Удокан, Муфулира и др.) [14]. С позиций фотогенной модели находит объяснение распределение месторождений типа медистых песчаников и сланцев только в неритовой части моря.

Структурные литогенетические барьеры представлены двумя морфогенными типами: локального диагенетического разуплотнения — диагенные; седиментной формационной неоднородности — седиментные [4,6]. Диагенные барьеры возникают как результат дифференциального уплотнения осадков и являются внутриформационными образованиями. Структуры разуплотнения проявляются в стадию раннего и позднего диагенеза. В первом случае это происходит в связи с усадкой иловой среды вокруг блоков ранней литификации, во втором — в связи с отслаиванием на границах среды и блоков поздней литификации. Наблюдаемые масштабы тех и других структур неравноценны. Блоки ранней литификации достигают мощности десятков метров и могут проявляться как самостоятельные рудные тела (Маунт-Айза) или крупные ядерные зоны высокообогащенных руд (Жайрем). Размерность элементарных струк-

тур отслаивания в связи с поздней литификацией обычно не превышает сантиметров. Однако большое количество их в разрезе может обеспечить образование зон высококонцентрированных регенерационных руд.

Литогенетические структурные барьеры седиментной неоднородности определяются как региональные пояса накопления регенерационного оруденения (Юго-Восточный Миссури, Пайн-Пойнт и др.). Хорошо установленным типом этих барьеров являются рифогенные барьеры обрамлении бассейнов седиментации. Рудоносной является лобовая часть рифовых комплексов, обращенных к морю. Особенности функционирования рудоконцентрирующих рифовых систем определяются длительностью периода устойчивости седиментогенной растворпроводящей пористости и положением рудоносных рифовых комплексов на шельфовых и береговых уступах контрастного гипсометрического перегиба фундамента. Перегиб фундамента консолидирующейся бассейновой формации обусловливает резкую смену направления рассольного элизионного потока, несущего оруденение. В зоне развития рифового барьера такой поток направляется по кратчайшему субвертикальному пути к области разгрузки.

Главная причина интенсивного рудообразования в рифовых комплексах связывается с резким падением давления растворов в зоне перехода от иловых фаций к рифовым. Такая трактовка подтверждается примером техногенной разгрузки Челекенской геотермальной системы. Скачкообразное падение давления в рифовых комплексах создается благодаря выводу на поверхность элизионного потока через каналы седиментогенной пористости и систем полостей растворения.

**Тектоно-магматический контроль.** Крупнейшие месторождения меди, свинца и цинка в осадочных толщах относятся к трем генетическим классам: гидротермально-осадочному в бассейнах флишоидной седиментации, гидротермально-регенерированному в рифогенных формациях и фотогенно-осадочному в красноцветных формациях медистых песчаников и сланцев. В числе признаков, объединяющих все три класса, следует назвать локализацию наиболее крупных их представителей в палеобереговых рудоносных поясах. Последние представляют собой бортовые рифтообразующие разломы — границы кратонизированных платформ и их шельфовых выступов. Береговое размещение таких крупных месторождений, как Салливан, Мак-Артур-Ривер, Бьюик, Муфулира, не вызывает сомнений.

Салливан локализован в западном борту Северо-Американской архейско-протерозойской платформы в зоне ее контакта с геосинклинальной системой Кордильер. В рамках зоны рудоносная площадь примыкает к северному ограничению внутриплатформенной рифтовой зоны. Депрессия, в которой размещается рудная залежь Салливан, маркируется дельтовыми конгломератами, образующими подушку залежи.

Рудная залежь Мак-Артур-Ривер находится в восточном борту внутриплатформенного протерозойского рифта. Рудоносная мульдовая депрессия сформировалась в связи с конседиментными движениями разломов ограничения рифта Баттен. Береговое положение рудоносной структуры доказывается стыковкой рудной пачки с грубобрекчиевым шлейфом рифового комплекса [19].

Месторождение Бьюик является наиболее крупным среди месторождений рифовой полосы, опоясывающей платформенный островной выступ Озерк в Юго-Восточном Миссури. Месторождения медистых песчаников и сланцев регионов Замбии и Заира, Джезказгана и др. локализованы в горизонтах терригенных пород, в которых развиты отложения авандельт и рифовых комплексов [1].

Тектоно-магматический фактор является ведущим, контролирующим распределение и состав полиметаллических месторождений. В ряде крупнейших рудных районов генетические типы месторождений сопряжены по схеме: первичные гидротермально-осадочные и вторичные регенерированные карстово-рифогенные.

Месторождения гидротермально-осадочного класса (Салливан, Мак-Артур-Ривер и др.) характеризуются максимальными запасами и содержанием металлов. Интенсивно проявленный базальт-риолитовый магматизм в подстилающей части рудоносных формаций предполагает эндогенный, скорее всего, подкоровый источник этих месторождений. Перемещенное секущее свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах связано с диагенетическим регенерационным процессом. Ему предшествовало оруденение гидротермально-осадочной эндогенной стадии, отличающейся низким содержанием металлов в большом объеме пород. Именно такой рассеянный тип оруденения проявляет высокую способность к диагенетической мобилизации и может повторно концентрироваться в поровых рудных коллекторах [4].

Месторождения медистых песчаников и сланцев имеют практически монометальный медный профиль. Присутствие других элементов, включая свинец и цинк, только примесное и не смещает эти месторождения в группу полиметаллических. Существующие представления о природе этих месторождений исходят из идеи мобилизации и последующей осадочной или диагенетической концентрации кларковых количеств меди в литогенетическом цикле. Эти представления малоприемлемы, так как любые вновь образованные осадки имеют седиментогенное кларковое содержание меди. Предложенная ранее [7] модель источника оруденения месторождений медистых песчаников базируется на примере меденосного пояса Замбии, локализованного вдоль протерозойской береговой линии платформенного выступа, насыщенного интрузиями гранитов с гидротермально-метасоматическим медным оруденением. Рудоотложение в песчаниках связано с субаридным выветриванием и подземным стоком медьсодержащих рассолов в береговые депрессии морского бассейна. Одним из условий процесса является небольшой интервал переноса экзогенно-мобилизованного оруденения (до первых десятков километров). Это подтверждает вероятную концепцию относительно связи крупных медисто-песчаных поясов с древними регионами эндогенной медной минерализации.

## Выводы

Анализ геологии месторождений цветных металлов доказывает металлогеническую продуктивность литогенеза как этапа наиболее высокой химической и структурной активности осадочных пород. На современной стадии изучения стратиформного класса месторождений генетическая основа прогнозных построений исходит из положения о связи их с источниками металлов эндогенной первичной природы. Однако решающую роль в образовании месторождений играет трансформация оруденения в осадочно-литогенетическом цикле, в котором создаются благоприятные седиментологические обстановки для локализации руд. Подавляющее большинство их никогда не реализует свою рудогенерирующую способность.

Эндогенное источниковое начало предполагается для месторождений медистых песчаников с крупными запасами и высокой удельной концентрацией меди. Непосредственным источником меди выступают породы фундамента меденосных формаций с надкларковым содержанием меди.

### Литература


1. *Дружинин И.П.* Литология карбоновых отложений Джезказганской впадины и генезис пластовых сульфидных руд. М.: Наука, 1973. 188 с.
2. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б.* Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.
3. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
4. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
5. *Скрипченко Н.С.* Осаждение и дифференциа-

ция рудных илов впадины Атлантис-II Красного моря // Геология руд. месторождений. 1983. N 1. С. 74—86.
6. *Скрипченко Н.С.* Соотношения гидротермально-осадочного и регенерационного рудообразования в глинисто-карбонатных и карбонатных породах // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 263—270.
7. *Скрипченко Н.С.* Зональность и концентрация оруденения в медистых песчаниках и сланцах // Геология руд. месторождений. 1986. N 5. С. 3—15.
8. *Скрипченко Н.С.* Геоструктурный и термодинамический контроль металлоносности рассолов в осадочных бассейнах // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. С. 199—213.
9. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1970. N 6. С. 4—20.
10. *Смирнов В.И.* Соотношение сингенетичных и эпигенетичных процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов // Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972. С. 7—20.
11. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 669 с.
12. *Снайдер Ф., Гордеман П.* Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 42—79.
13. *Davis H.* Genesis of the South-East Missouri lead deposits // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 3. P. 433—450.
14. *Garlick W.* Sabkha, slumping and compaction of Mufulira, Zambia // Ibid. 1981. Vol. 76, N 7. P. 1817—1847.
15. *Gerdemann P.E., Myers H.E.* Relationship of carbonate facies patterns to ore distribution and to ore genesis in the South-East Missouri lead district // Ibid. 1972. Vol. 67, N 3. P. 426—433.
16. *Rogers R., Davis J.* Geologu of the Buick Mine, Viburnum Frend, South-East Missouri // Ibid. 1977. Vol. 72, N 3. P. 372—380.
17. *Skripchenko N., Shcheglov V., Ryabov G., Andrejev V.* Zoning of massive sulphide deposits and their origin // Geology and metallogeny of copper deposits. B.; Heidelberg: Springer, 1986. P. 350—357.
18. *Sverjensky D.A.* The origin of a Mississippy Valley-type deposit in the Viburnum trend, South-East Missouri // Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 7. P. 1848—1872.
19. *Walker R.N., Gibson B., Smith J.* The Coxco deposit a proterosoic Mississippy Valley-type deposit in the McArthur River district. Northern Territory Australia // Ibid. 1983. Vol. 78, N 2. P. 214—249.

УДК 553.068.5

*Н.А. Шило, Н.Г. Патык-Кара*

# Минерагения и коренные источники россыпей платформенных областей

Древние платформы, занимающие более половины площади современной суши (56%), — крупнейшие полиминеральные провинции, заключающие основные запасы и ресурсы россыпных месторождений золота, алмазов, редких металлов, а также целый ряд уникальных месторождений олова, платины, драгоценных камней. Если же сюда причислить также молодые платформы с палеозойским и более молодым основанием (плиты), включая современные пассивные континентальные окраины с их шельфовыми морями, на которых расположены крупнейшие россыпные месторождения циркония и титана, то становится ясным, что платформенные области занимают совершенно исключительное место в распределении ресурсов полезных ископаемых, добываемых из россыпей. Особая позиция платформенных областей при рассмотрении проблем минерагении россыпей состоит также в присущих им чертах тектоно-магматического, седиментационного и геоморфологического развития, обусловливающих пространственное совмещение разнотипной и разновозрастной россыпеобразующей минерализации (доплатформенной и собственно платформенной), глубокий и в целом весьма неравноценный денудационный срез коренных источников, чередование этапов континентального развития и образования крупных седиментационных бассейнов и др. Поэтому платформенные области можно рассматривать как естественные модели, в которых запечатлены глобальные закономерности россыпеобразования в истории Земли [29].

К этому следует добавить, что отечественная наука и практика в последнее время обогатилась новыми данными, свидетельствующими о возможности выявления в пределах платформенных областей новых россыпных провинций, районов и геолого-промышленных типов россыпей, чем определяется возросший интерес специалистов к этим типам структур земной коры. Это, в частности, нашло свое отражение в тематике последнего, VIII Всесоюзного совещания по геологии россыпей (Киев, 1987 г.), которое было посвящено закономерностям размещения россыпей в пределах платформ и щитов [2].

Следует отметить также еще одно обстоятельство, повышающее интерес к данной проблеме. В отличие от складчатых поясов и областей орогенной тектономагматической активизации, для которых характерны россыпи, залегающие в пределах современной либо древней, но выраженной в рельефе долинной сети, на платформах россыпи представлены ископаемыми объектами, которые часто глубоко погребены, литифицированы и даже метаморфизованы. Выявление подобных россыпей и промышленное их освоение требует применения как новых подходов в сфере научного прогноза, поисков и разведки, так и новых технологий их добычи и обогащения. Поэтому многие типы россыпей платформенных областей начинают привлекать внимание исследователей и становятся промышленными месторождениями только на определенном этапе научно-технического прогресса и хозяйственного освоения территории [15]. К этому следует добавить также тот факт, что именно россыпи платформенных областей чаще других представляют собой высококомплексные месторождения [2, 28].

Рассматривая ранее особенности минерагении платформ Гондванского ряда [2], мы подчеркивали что эволюция россыпеобразования охватывает здесь период продолжительностью до 2,0—2,5 млрд лет, за время которого имели место несколько стадий тектоно-магматической активизации, произошла эволюция литогенеза, вызванная необратимыми изменениями состояния атмосферы, гидросферы и биосферы Земли и глобальной сменой климатической зональности. К платформам приурочены древнейшие комплексы пород — первоисточники россыпей, вскрытие которых отмечает начало гипергенной миграции многих россыпеобразующих минералов, устойчивых в процессах переноса и переотложения, таких, как алмаз, циркон, золото [15].

Доплатформенные рудные комплексы, сохранившиеся в фундаменте древних платформ, будучи частично вскрыты уже в начальном этапе их консолидации, дали начало древнейшим россыпеносным формациям, к которым относятся протерозойские металлоносные конгломераты. В свою очередь, сами осадочно-метаморфические комплексы щитов и фундамента платформ представляют интерес с позиций выявления еще более ранних обстановок россыпеобразования. В частности, первично-обломочная природа циркона в породах гранулитовой фации может рассматриваться как свидетельство условий, благоприятных для накопления устойчивых минералов в береговой зоне архейских и раннепротерозойских бассейнов. Представляют также интерес гипотезы о первично-осадочном происхождении россыпеобразующей минерализации некоторых гранитизированных пород древних щитов, например выводы А.М. Портнова [17] об исходно-осадочной (россыпной) природе радиоактивного горизонта кристаллических сланцев на контакте гнейсовой и сланцевой толщ в составе кейвской серии Кольского полуострова. Принимая во внимание реликты осадочных текстур, сохранившихся в гранитизированных породах, присутствие регенерированных зерен детритового циркона, приуроченность концентраций радиоактивных элементов к мелкозернистому цементу, их парагенезис с высокоглиноземистыми дистен-ставролитовыми породами, автор высказывает гипотезу, что образование радиоактивного маркирующего горизонта произошло в конце этапа формирования регрессивной песчанистой серии (впоследствии превращенной в гранито-гнейсы).

Следует остановиться еще на одной особенности россыпной минерагении древ-

них платформенных областей. Разновозрастные, в том числе наиболее древние комплексы кристаллических пород складчатого основания могут сохранять россыпеобразующую роль на протяжении длительных отрезков геологической истории: либо стабильно, либо, в случае перестройки структурного плана и перегруппировки областей сноса и аккумуляции, периодически изымаясь, а затем вновь включаясь в сферу россыпеобразования через кору выветривания или промежуточные коллекторы. В определенных условиях при их размыве формируются в дальнейшем молодые мезо-кайнозойские автохтонные россыпи. К ним принадлежат многие крупнейшие месторождения мира, например олово-редкометальные россыпи на гранитных пегматитах района Питинга и уникальные месторождения золота в железистых корах выветривания (тип "Якутинга") в пределах зеленокаменных поясов Бразилии [27]. Разрыв во времени между россыпеобразующим оруденением и россыпями составляет в этих случаях около 2,3—2,5 млрд лет, а длительность пребывания коренных источников в сфере россыпеобразующих денудационных процессов, по-видимому, превышает 2 млрд лет. Примечательно, что золотое оруденение архейских зеленосланцевых поясов, поставлявшее кластогенное золото уже в докембрийские осадочные бассейны протоплатформенного этапа, продолжает оставаться ведущим россыпеобразующим источником для мезозойских и кайнозойских россыпей древних платформ.

Близкие временны́е соотношения в системе коренной источник—россыпь характерны и для части платформенных автохтонных россыпей железисто-титанового ряда, возникающих в связи с дифференцированными массивами ультраосновного, габбро-норитового, анортозитового состава, например на Украинском щите, в Бушвельдском плутоне и др.

Ю.Г. Старицкий, разработавший основы металлогении платформенных областей [23, 24 и др.], а вслед за ним А.Д. Щеглов [30] подчеркивали, что металлогеническое районирование платформ, в силу наложения минерализации и перекрытия ранних образований более поздними, представляет задачу, несравненно более сложную, чем для складчатых областей. Приведенные выше соображения показывают, что в отношении россыпей она еще более усложняется. В.А. Биланенко с соавторами [1] показали, что минерагению россыпей Сибирской платформы в общих чертах отличают следующие главные особенности (с некоторыми уточнениями и дополнениями авторов настоящей статьи).

1. Весьма длительная эволюция, охватывающая этапы развития доплатформенного основания, чехла и областей тектоно-магматической активизации, составляющая восемь мегациклов.

2. Многократная мобилизация россыпеобразующих минералов в процессе перемыва более древних толщ и переотложения их с одного стратиграфического уровня на другой. Уточним, что этот процесс вызывает либо многократное обогащение полезных компонентов, либо их рассеивание, а также создает от этапа к этапу качественно новые минеральные парагенезисы под влиянием трех основных факторов: а) реализация миграционных свойств минералов (через $K_{гу}$)[1]; б) включение "новых" и частичное выведение из сферы россыпеобразования "старых" коренных источников; в) направленно-циклические изменения литогенеза.

3. Геохронологическая транзитность и преемственность россыпеобразующих процессов как важнейший признак платформенного россыпеобразования, определяющий приуроченность россыпных проявлений ко всему геологическому разрезу, а также совмещение в пределах определенных стратиграфических уровней или площадей россыпных проявлений аллохтонного генезиса и автохтонных, в связи с локальным коренным источником.

Эти черты россыпной минерагении свойственны практически всем древним платформам. Мы рассмотрим их на примере платформенных структур территории

[1] $K_{гу}$ — константа гипергенной устойчивости минералов [28].

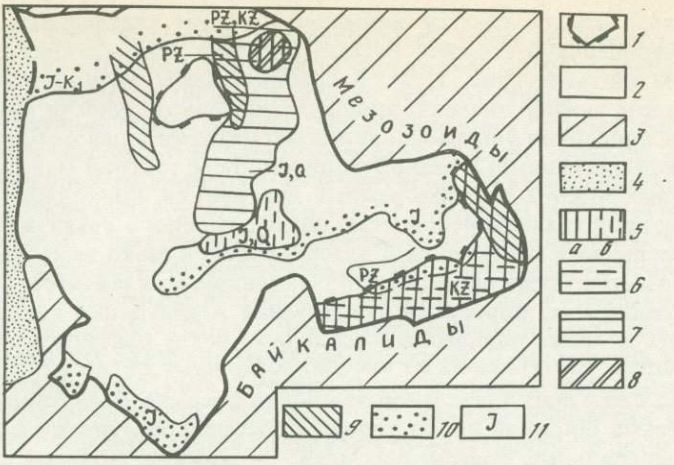



*Рис. 1.* **Схема размещения россыпей на древней активизированной платформе с трапповым и щелочно-ультраосновным магматизмом**

*1* — границы щитов; *2* — платформа; *3, 4* — структуры обрамления платформы: *3* — складчатые сооружения, *4* — мезо-кайнозойская плита; *5—10* — районы и провинции потенциальной россыпной металлоносности: *5* — золота (*а* — россыпи ближнего сноса — *РБС*, *б* — тонких классов в россыпях дальнего переноса — *РДП*), *6* — платиноидов, *7* — алмазов, *8* — олова, *9* — редких металлов, *10* — титана и циркония (*РДП*); *11* — преобладающий возраст россыпей в провинции

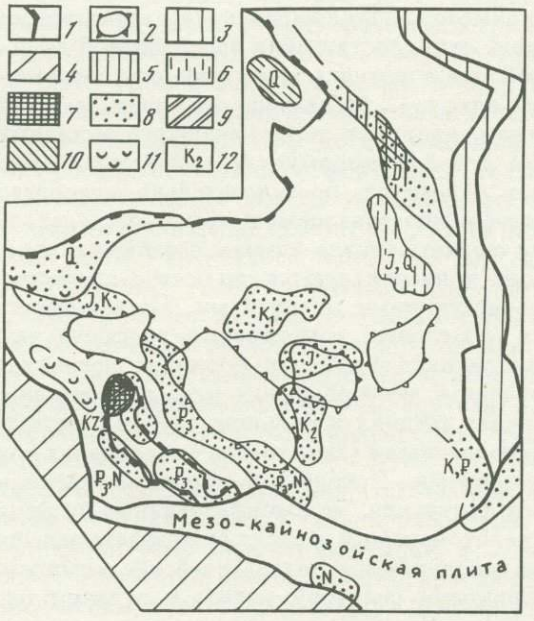



*Рис. 2.* **Схема размещения россыпей на древней платформе со спорадическим проявлением тектоно-магматической активизации**

*1, 2* — границы: *1* — щитов, *2* — сводов; *3, 4* — структуры обрамления платформы: *3* — герциниды, *4* — альпиды; *5—11* — районы и провинции потенциальной россыпной металлоносности: *5* — благородных металлов, *6* — то же, тонких классов, *7* — титана (*РБС*), *8* — титана и циркония (*РДП*), *9* — олова, *10* — редких металлов, *11* — янтаря; *12* — преобладающий возраст россыпей в провинции

нашей страны, уделив главное внимание древним платформам — Сибирской и Восточно-Европейской (точнее, Русской плите с примыкающими Балтийским и Украинским щитами) (рис. 1, 2). В сравнительном металлогеническом анализе этих платформ важное значение придается неравнозначности платформенного — траппового и щелочно-ультраосновного магматизма в целом (более интенсивного на Сибирской платформе) и разной напряженности тектоно-магматических процессов отдельных этапов, а также режиму прогибания, приходящегося главным образом на второй, палеозойский этап платформенного развития [23, 24, 30]. Эти факторы сохраняют значимость и для россыпей, однако здесь приходится принимать во внимание также процессы, происходящие в складчатом обрамлении платформ, консолидация, повторная активизация и денудация которого определяют возможность и время появления в осадочном чехле платформ чуждых минеральных ассоциаций, поступавших из внеплатформенных областей сноса.

Одним из следствий длительной эволюции россыпеобразования на платформах является весьма широкий набор типовых россыпеобразующих формаций, определяющий минеральные классы россыпей, — алмазы, золото, цирконий, титан, ниобий, тантал, олово, редкие земли, драгоценные камни, платина. Сюда же следует отнести россыпи янтаря. "Запрещенными" для платформ классами россыпей являются вольфрамовые, киноварные, титаномагнетитовые, россыпи нефрита, жадеита, агата.

## Типовые россыпеобразующие формации платформенных областей

Не останавливаясь здесь на характеристике типично платформенной россыпеобразующей формации алмазоносных кимберлитов, охарактеризованной в литературе [18, 28 и др.], отметим, что в поступлении определенной доли *алмазов* в платформенные россыпи, особенно в комплексные титан-циркониевые, где могут накапливаться тонкие классы алмаза [2, 6], важную роль играют также метаморфогенные источники [28]. Таковы, например, зоны глубокого метасоматоза в байкалидах Кокчетавской глыбы с сохранившимися в них телами гранулитов, амфиболитов и алмазоносных эклогитов, последовательно преобразованных в биотит-гранатовые, мусковит-биотит-гранатовые и мусковит-гранатовые (альмандиновые) сланцы, которые поставляют тонкие алмазы в окаймляющие мезо-кайнозойские бассейны [11], где они концентрируются совместно с муассанитом в ассоциации с другими россыпеобразующими минералами. Метаморфогенные алмазы также известны в юрских и меловых комплексных россыпях чехла Русской плиты.

В группе первоисточников *золота* в россыпях древних щитов и платформ доминируют проявления и месторождения ряда плутоногенных формаций, формирующихся в условиях средних и больших глубин (соответственно 2,5—4 и до 5 км и более) и локализованных в узких грабен-синклиналях и трогах, выполненных зеленокаменными породами. Исходными породами, вмещающими оруденение, являются эффузивы и грауваккии, метаморфизованные до фации зеленых сланцев, причем уровень их золотоносности зависит от возраста зеленокаменных комплексов. В целом более продуктивны позднеархейские комплексы, представленные более кислыми дериватами основной магмы и вулканитами среднего состава. Доминирующие типы оруденения в этих условиях — золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, золото-сульфидный, а также золото-железисто-кварцевый (золото-итаберитовый).

Следует также учесть, что для древнейших протерозойских золотоносных россыпей, сформировавшихся в прогибах протоплатформ, определенную роль в качестве источников рудного вещества могли играть и менее глубинные золоторудные формации. Видимо, целесообразно также иметь в виду, что в формировании аллохтонных скоплений золота в средних и верхних частях разреза плат-

форменного чехла или в базальных его горизонтах, но на границе со складчатыми поясами или тектонически активными областями могут участвовать также источники питания, расположенные в пределах этих структур.

К источникам питания более молодых, мезо-кайнозойских золотоносных россыпей на платформах следует отнести также и осадочно-метаморфогенные породы субстрата, содержащие кластогенное и хемогенное первично-осадочное золото: докембрийские и палеозойские конгломераты (палеороссыпи), железистые кварциты и другие типы пород в районах древнего оруденения. Роль их, однако, неравнозначна. В частности, раннепротерозойские конгломераты, характеризующиеся тончайшими выделениями свободного золота в виде скоплений от 0,5 до 200 мкм, а также золотом, заключенным в ксеногенном и аутигенном пирите, в целом не благоприятны для формирования россыпей. В отличие от них конгломераты с преимущественно кластогенным, хотя и тонким свободным золотом в цементе могут сопровождаться высокопродуктивными россыпями мезо-кайнозойского возраста. Представляется, однако, что этот вопрос еще недостаточно изучен, ибо длительность гипергенеза, многократность эпох корообразования на платформах могли способствовать включению связанного золота в новые геохимические циклы с последующим его обособлением в виде гравитационно обогащаемых частиц преимущественно гипергенной природы.

Среди *титаноносных* россыпеобразующих формаций, свойственных платформам, следует выделить две основные группы [28]: формации метаморфогенного ряда, выступающие главным образом в качестве первоисточника титановых минералов для россыпей дальнего переноса, и титаномагнетит-ильменитовую и титан-ильменит-апатитовую плутоногенные формации дифференцированных массивов габбро-анортозитового состава, которые могут сопровождаться богатыми автохтонными россыпями [3, 6, 20]. Примером последних являются широко описанные в литературе габбро-анортозитовые массивы Коростеньского плутона на севере Украинского щита (Володарско-Волынский и др.), с которыми связан крупный россыпной район, заключающий ильменитовые месторождения широкого возрастного диапазона — от средней юры до современных. С титаномагнетит-ильменит-апатитовой россыпеобразующей формацией связаны также апатит-ильменитовые коры выветривания севера Украинского щита (Торчинское месторождение). Сходные источники принимают участие и в питании титаноносных россыпей центральной части Украинского щита, где они связаны с массивами основных пород (анортозитами, габбро-норитами) Корсунь-Новомиргородского плутона. Известно, что наиболее высокие содержания ильменита (до 7—20%) характерны для ультраосновных разностей пород, однако при формировании россыпей субмаринной зоны Приднепровья в качестве основного первоисточника ильменита выступают более бедные ильменитом анортозиты, имеющие широкое площадное распространение, а также рапакивиподобные граниты, занимающие более 75% площади плутона [6].

Метаморфогенные титаноносные формации, тяготеющие к породам высокой степени метаморфизма — гранулитовой (двупироксеновые гнейсы) и амфиболитовой (мусковит-ставролитовые сланцы) формаций, в отличие от плутоногенных россыпеобразующих формаций, представляют основной первоисточник рутила в россыпях, особенно гнейсы, с которыми связаны проявления рутил-пироксеновой россыпеобразующей формации. Повышенные содержания рутила в комплексных титан-циркониевых платформенных россыпях могут также возникать в случае развития в области сноса редкометальных апобазитовых метасоматитов, рудные парагенезисы которых представлены ильменитом, магнетитом, рутилом. Следует также отметить, что поскольку область питания титаноносных россыпей платформенного чехла часто расположена не на самой платформе, а в пределах обрамляющих ее складчатых тектонически активных орогенных поясов, возможные первоисточники титановых россыпей могут включать весь спектр титаноносных рудных формаций.

Россыпная *оловоносность* древних платформ нашей страны в отличие от Бразильской и Африканской довольно ограничена. Она связана с двумя типами россыпеобразующих формаций складчатого основания платформ — олово-редкометальными метасоматитами и пегматоидными гранитами, проявляясь в обоих случаях на склонах щитов и сводов. Первый тип оловоносных (олово-редкометальных) россыпей связан с телами приразломных рудоносных щелочных метасоматитов, тяготеющих к полям гранитоподобных пород, наиболее характерных для докембрийской тектоно-магматической активизации щитов. Возраст россыпеобразующего оруденения оценивается в 1—0,85 млрд лет. Касситерит в коренных рудах в виде богатых вкраплений в кварц-полевошпатовых метасоматитах обычно сопутствует комплексной редкометальной (Be, Nb, Ta, Zr, TR) минерализации. В россыпях совместно с касситеритом накапливается колумбит; остальные редкометальные минералы, в том числе циркон, составляют незначительную примесь. В типовом объекте, расположенном на северном склоне Украинского щита, россыпи имеют палеогеновый возраст и залегают в древних долинах, перекрытых чехлом четвертичных флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Однако можно предположить, что оловоносные россыпи этого типа могут иметь и более древний возраст.

Об этом свидетельствуют выявленные сравнительно недавно россыпные проявления касситерита в осадочном чехле в пределах Оленекского поднятия на севере Сибирской платформы, генетически связанные с пегматоидными биотитовыми гранитами раннепротерозойского возраста (2—1,8 млрд лет). Граниты имеют отчетливый калиевый профиль и сопровождаются характерной олово-редкометальной (Ta, Nb, Zr) минерализацией, дающей начало комплексным оловоредкометальным россыпям. Касситерит последних содержит вростки колумбит-танталита и рутила и отличается повышенными концентрациями Nb, Ta, In, Sc, Zr. В пределах площади пока известны россыпи двух возрастных групп. Древнейшие из них приурочены к крупногалечным базальным конгломератам пермского возраста, где они накапливались совместно с золотом, поступавшим из других источников. За счет этих промежуточных коллекторов, а также новых порций металла, поступавших при размыве развитой по гранитам коры выветривания каолин-гидрослюдистого профиля, сформированы комплексные олово-редкометальные россыпи современной долинной сети [2].

Следует, однако, отметить, что оловоносные россыпи в связи с пегматитовой формацией не получили у нас столь широкого развития, как на платформах Гондванского ряда. Неясна также россыпеобразующая роль оловоносных скарнов, что, по-видимому, в значительной мере объясняется последующим влиянием ледового литогенеза, не способствовавшего сохранности россыпей, которые могли формироваться в оловоносных полях месторождений Кителя и Питкяранта в Северном Приладожье.

Россыпная оловоносность древних платформ в связи с более поздними фазами тектонической активности с определенной долей условности может быть рассмотрена на примере Кокчетавской глыбы — субплатформенной структуры в обрамлении каледонид, где известен довольно широкий генетический ряд россыпей — от промышленно оловоносных кор выветривания до субмаринных, формировавшихся в береговых зонах платформенных палеобассейнов. Источником их служили месторождения и рудопроявления касситерит-кварцевой формации (включая грейзены), генетически связанные с гранитами среднедевонского орлиногорского комплекса. Как и на северном склоне Украинского щита, отличительная особенность россыпей Кокчетавской глыбы состоит в их преимущественно древнем возрасте — мезозойском для кор выветривания и палеогеновом — для субмаринных россыпей; известны также более молодые, но меньшие по масштабам ложковые и озерные россыпи.

Перечень россыпеобразующих источников *редкометальных* платформенных рос-

сыпей наиболее полно отражает принципиальные отличия региональных комплексов пород, поставляющих полезные минералы в россыпи дальнего переноса в осадочном чехле, от локальных источников, формирующих автохтонные россыпи (обычно кор выветривания и верхних звеньев долинной сети). Именно здесь проявляется миграционная способность россыпеобразующих минералов в зависимости от условий их кристаллизации, формы выделения в рудах и состава исходных минеральных парагенезисов. Напомним, что в группе региональных источников циркона, монацита, ксенотима ведущее место принадлежит разнообразным комплексам кристаллических пород гранулитовых поясов, различным гранитоидам и мигматитам, в том числе протерозойским щелочно-гранитным массивам, в меньшей мере приразломным метасоматитам из-за их ограниченного развития [10]. Все эти породы реализуют свои россыпеобразующие свойства только при наличии кор химического выветривания и промежуточных коллекторов [4, 12].

Вторая группа источников редкометальных россыпей более строго локализована во времени и пространстве — ее составляют собственно плутоногенные редкометальные месторождения щелочно-ультраосновных массивов, группирующихся в краевых частях платформ (север Сибирской платформы), где образуют ряды, ориентированные перпендикулярно ее краю, часто в оперяющих авлакогены разломах (Приазовье). Важнейшие из них имеют позднепротерозойский и среднепалеозойский возраст. По составу россыпеобразующих минералов четко различаются следующие основные рудные формации: гатчеттолит-пирохлоровая, монацит-пирохлор-колумбитовая и бадделеитовая в карбонатитах, лопаритовая в агпаитовых нефелиновых сиенитах. Все они благоприятны для формирования россыпей и в соответствующей обстановке могут образовывать богатые элювиальные, ложковые, озерные (видимо, также прибрежно-морские) и даже ледниковые россыпи, как четвертичные, так и ископаемые, например палеозойские в базальных горизонтах платформенного чехла. При этом набор возможных генетических типов россыпей в каждом случае определяется индивидуальной миграционной способностью минералов, как известно, наибольшей у циркона, бадделеита и лопарита, наименьшей — у гатчеттолита [4, 12, 28], а также формой их выделения в рудах и минеральными парагенезисами исходных руд, которые могут вносить существенные коррективы в обобщенный миграционный ряд редкометальных россыпных минералов.

## Особенности россыпеобразования платформенных структур

Россыпеобразующие свойства рассмотренных формаций в наибольшей мере реализуются на древних платформах, в значительно меньшей мере на платформах с палеозойским основанием.

**Сибирская платформа** обладает всеми чертами россыпной минерагении, свойственными активизированным древним платформам с развитием траппового и ультраосновного—щелочного магматизма, которые проявляются в трех основных аспектах — наборе россыпеобразующих формаций и, следовательно, минеральных типах россыпей, распределении россыпной минерализации во времени и в пространстве. Сочетание доплатформенных (олово, золото) и собственно платформенных (алмазы, редкие земли, ниобий, платина) типов коренных источников предопределило неодинаковую продуктивность и различные соотношения типов россыпной минерализации в обобщенном разрезе платформенного осадочного чехла (см. рис. 1). При общем нарастании ее продуктивности к мезо-кайнозою уже начиная с рифея наблюдается отчетливая тенденция накопления кластогенного золота, а также титановых, циркониевых и редкометальных минералов в терригенных породах чехла. Таковы, например, концентрации бадделеита в терригенных прослоях среди карбонатных пород в восточной части Алданского щита.

В центральной части платформы, в юго-восточном борту Тунгусской синеклизы известна аллювиальная россыпь гранатов и абразивного сырья, которая приурочена к палеодолине среднекарбонового возраста, выработанной в терригенно-карбонатных породах нижне-среднеордовикского возраста (устькутской и криволуцкой свит). Россыпь полностью перекрывалась отложениями каменноугольно-пермского возраста, но впоследствии, преимущественно в кайнозое, была частично выведена на поверхность [19]. Описанная россыпь интересна тем, что она приурочена к базальным горизонтам осадочного чехла и залегает в пределах локального коллектора, т.е. относится к объектам, которые довольно редко сохраняются в ископаемом состоянии.

Между тем число выявленных ископаемых россыпей Сибирской платформы, связанных с базальной обломочной континентальной формацией, продолжает увеличиваться. В связи с этим следует упомянуть также ископаемые аллювиальные россыпи золота в дуговых бассейнах глубоко эродированных вулканоплутонических построек в северной части Буреинского массива, ранее считавшиеся доэйфельскими. Согласно последним данным детально изучавшего эти россыпи В.Л. Шевкаленко [26], они имеют раннерифейский возраст. Ряд признаков, характеризующих рассматриваемые россыпи, свидетельствуют о специфичности литогенетической обстановки в период их образования и после него. Высокопробность и стабильность состава золота при бедности шлиховых комплексов может указывать на доминирующую роль хемогенных процессов на предроссыпной стадии укрупнения золотин. Кроме того, заслуживает специального изучения предположение В.Л. Шевкаленко о ледниковом генезисе перекрывающих россыпи мореноподобных валунистых глин также докембрийского возраста.

Наконец, не меньший интерес среди палеозойских россыпей представляют погребенные коры выветривания на карбонатитовых массивах Сибирской платформы, характеризующиеся существенным гипергенным обогащением редкоземельными фосфатами и пирохлором, а также продукты ее перемыва и ближайшего переотложения в пределах депрессий и логов, расчленяющих массивы. Возраст этих гипергенных образований на одном из погребенных карбонатитовых массивов определяется, исходя из поздневендского возраста материнского массива и позднепермского возраста перекрывающих гравелитов и угленосных песчаников, как каменноугольно-раннепермский. Необычность рассматриваемого россыпного проявления состоит также в существовании своеобразного экрана — угленосных отложений, которые определили позднейшее гипергенное преобразование нижележащих россыпных скоплений, в частности развитие в них пирита.

В мезозое обстановка россыпеобразования на платформе качественно меняется, что было вызвано тремя обстоятельствами. Во-первых, к этому времени был достигнут достаточно глубокий уровень среза коренных источников, связанных с предшествовавшим платформенным магматизмом, в результате чего в сферу россыпеобразования включаются алмазоносные кимберлиты девон-каменноугольного возраста. Во-вторых, тектоно-магматическая активизация, охватившая байкалиды южного обрамления платформы, обусловила поступление в ее пределы значительных объемов терригенного материала, послужившего источником аллохтонных концентраций тонкого золота, титановых минералов, циркона (например, в Канском бассейне и в обрамлении Вилюйской синеклизы). В-третьих, развитие платформенных терригенных бассейнов юрско-мелового возраста способствовало широкому проявлению прибрежно-морских россыпей трех основных минеральных типов: алмазоносных (плинсбахских, келловейских, нижневолжских), комплексных титан-циркониевых (нижнеюрских) и золотоносных с тонким золотом (юрско-нижнемеловых). Теоретически возможна сохранность мезозойских россыпей, в том числе автохтонного происхождения, и во впадинах Алданского щита.

В кайнозое образование аналогичных россыпей сосредоточилось главным образом в пределах щитов и на сводах, где в это время не только активизировался

перемыв более древних россыпеносных толщ, но и произошло повторное вскрытие рудоносных пород складчатого основания с развитыми по ним корами выветривания (Оленекский массив). Вертикальные подвижки на Сибирской платформе в кайнозое создали предпосылки для активного перемыва промежуточных коллекторов с формированием за их счет аллохтонных концентраций полезных минералов в террасовых и долинных россыпях. Это справедливо для алмазоносных россыпей некоторых левых притоков р. Лены, а также для россыпей косового золота в среднем течении р. Вилюй. Следует также отметить, что в плейстоцене на Сибирской платформе сложилась специфическая обстановка перигляциального литогенеза, определившая возможность эолового россыпеобразования, максимум развития которого, по-видимому, достигался в среднем плейстоцене. Исследования, проводившиеся в последние годы, показывают, что признаки эолового обогащения установлены и в более древних образованиях Сибирской платформы, о чем свидетельствует присутствие в них тороидального золота. Экспериментальными данными убедительно доказано его эоловое происхождение не только в четвертичных, но и в мезозойских и палеозойских терригенно-осадочных толщах [14].

Рассмотренные выше факторы обусловили зональность размещения россыпных провинций и районов Сибирской платформы (см. рис. 1). Она сводится к следующему. Наибольшее разнообразие минеральных типов россыпей характерно для склонов щитов и сводов, где пространственно совмещаются разновозрастные и разнотипные источники питания россыпей и их промежуточные коллекторы. Здесь же расположены основные районы развития автохтонных россыпей. В центральной части платформы россыпная металлоносность смещается в собственно платформенный чехол и в общем случае наращивает продуктивность в верхах разреза за счет аллохтонных россыпей, сформированных в современных долинах. При этом область накопления тонкого золота не только пространственно совмещена с зоной титан-циркониевых россыпей, но и еще более удалена по латерали от областей сноса в складчатом обрамлении платформы.

Россыпная минерагения **Восточно-Европейской платформы** в отличие от Сибирской в гораздо большей мере связана с формированием ее осадочного платформенного чехла, к различным стратиграфическим уровням которого, особенно в пределах Русской плиты, приурочены россыпи минералов, накапливающихся в субмаринной зоне бассейнов конечной седиментации (см. рис. 2). Многие из этих россыпей, например существенно ильменит-рутил-цирконового состава, имеют важное промышленное значение, что выдвигает Русскую плиту в число крупнейших провинций ископаемых титан-циркониевых россыпей. Древнейшие из них — вендского возраста — представлены метаморфизованными песчаниками и кварцитами, содержащими прослои, обогащенные цирконом и рутилом. Таковы, например, горизонты циркон-рутилсодержащих песчаников в составе землепахтинской свиты на севере Кольского полуострова в районе п-ова Средний [13], аналогичные известным рифейским рутиловым россыпям (рутилитам) Урала и Кокчетавской глыбы [25]. Признаки накопления тяжелых минералов отмечаются и в среднекаменноугольных отложениях, однако наиболее продуктивными эпохами образования комплексных титан-циркониевых россыпей на Русской плите являются девонская, среднеюрская, нижне- и верхнемеловая, эоцен-миоценовая. Они подробно охарактеризованы в работах С.И. Гурвича, А.М. Болотова [4, 5], В.А. Калюжного [9], А.Р. Сушона, С.Н. Цымбала, Н.Г. Дятченко, Ю.А. Полканова [см. 3, 6], Н.Н. Иконникова [8] и др., поэтому мы отметим лишь наиболее характерные региональные черты их размещения в пределах платформы. Россыпи связаны с морской терригенной трансгрессивной песчано-глинистой формацией, а внутри нее — с существенно олигомиктовыми и мономиктовыми кварцевыми или глауконит-кварцевыми песками прибрежной зоны и тяготеют к верхам регрессивных серий. Поэтому размещение их в пределах платформы определяется расположением разновозрастных прогибов и седиментационных бассейнов и обнаруживает черты региональной

зональности, проявляющейся в постепенном омоложении россыпей от девонских на севере (Тиман) через среднюю юру и мел в центральных районах до эоцен-миоценовых на юге платформы и примыкающей к ней Скифской плите. В структурном отношении все районы и зоны комплексных субмаринных россыпей расположены в обрамлении щитов (Украинского) и сводов (Токмовского, Воронежского, Тамбовского) или на склонах прогибов (Днепрово-Донецкого и Польско-Литовского). Нередко в пределах районов происходит совмещение россыпей единой или сближенных эпох россыпеобразования, как, например, полтавских и сарматских в Приднепровье [6].

Следует также отметить, что россыпи, относящиеся к одной эпохе, на фоне местных отличий объединяются некоторыми общими для них признаками, отражающими региональные особенности литогенеза данной эпохи, доминирование тех или иных источников, а также черты последующего диагенеза. Так, например, среднедевонские россыпи Тимана отличают два наиболее характерных признака. С одной стороны, существенный лейкоксеновый состав, что, по мнению В.А. Калюжного [9], явилось следствием интенсивного преобразования ильменита в присутствии углеводородов, коллекторами которых явились вмещающие россыпи песчаные породы. Вторая черта, наиболее полно выделенная А.А. Котовым с соавторами [2], состоит в свойственных ряду девонских россыпей чертах дефляционной эоловой переработки, которая обусловила концентрацию промышленных минералов в пределах своеобразных прослоев—рифов в толще мономиктовых кварцевых песков и гравелитов. Придавая чрезвычайно важное значение эоловому фактору, авторы полагают, что его реализация может существенно изменить представление о генезисе ископаемых металлоносных конгломератов, что, видимо, в наибольшей степени справедливо для внутриформационных конгломератов.

Отличительный признак юрских (батских) россыпей Русской плиты, тяготеющих к восточному флангу платформы, составляет устойчиво повышенное содержание хромита, что объясняется их образованием за счет подстилающих пермских отложений, в свою очередь, испытавших влияние Уральской области сноса. Для верхнемеловых россыпей, локализованных в обрамлении Воронежского свода, характерны существенно глауконитовый состав песков и повышенная фосфоритоносность вплоть до возникновения необычных минеральных парагенезисов — титан-циркониево-фосфатных россыпей [8].

Восточно-Европейская платформа является крупнейшей провинцией янтарных россыпей, месторождения и проявления которых локализуются на территории Балтийско-Днепровской провинции на площади пролива эоцен-олигоценового моря. Отложения последнего явились первичным концентратором янтаря, часть которого впоследствии была переотложена флювиогляциальными потоками и в береговой зоне послеледниковых бассейнов Балтийского моря.

Несколько слов следует также сказать и об аллохтонных концентрациях тонкого золота в долинах Вятско-Камского региона, который по многим признакам близок Вилюйскому золотоносному бассейну на Сибирской платформе. Золотоносность района, в структурном отношении занимающего центральную часть синеклизы, связывается с прослоями внутриформационных и особенно межформационных кварцево-кремнистых галечников в составе верхнепалеозойских—мезозойских отложений, главным образом байосских и келловейских [29]. Удаление этих сложенных тонким золотом аллохтонных россыпей от предполагаемых первоисточников, находящихся в Уральской эвгеосинклинальной зоне, оставляет по латерали не менее 300 км.

Иной тип россыпной минерагении свойствен **молодым платформам** на палеозойском складчатом основании, в чехле которых известны продуктивные россыпеносные формации мелового и особенно палеогенового возраста. Характерным представителем таких структур является Западно-Сибирская плита, по периферии которой расположена серия провинций и районов развития комплексных титан-

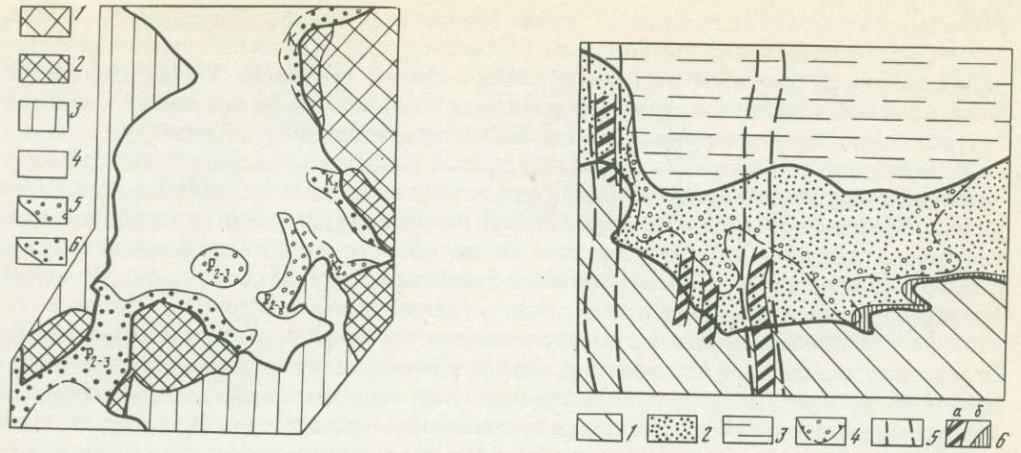


*Рис. 3.* **Схема размещения титан-циркониевых россыпей в чехле мезо-кайнозойской плиты**
*1—3* — структуры обрамления плиты: *1* — древняя платформа, *2* — байкалиды, *3* — герциниды; *4* — мезо-кайнозойская плита; *5, 6* — провинции титан-циркониевых россыпей (*РДП*): *5* — существенно ильменитового состава, *6* — существенно циркониевого состава

*Рис. 4.* **Схема размещения оловоносных и золотоносных россыпей (*РБС*) на плитах кайнозойского возраста (пассивных континентальных окраин)**
*1* — структуры складчатого обрамления плиты; *2* — шельф; *3* — океаническая впадина; *4* — граница палеогенового бассейна; *5* — рудоконцентрирующие структуры; *6* — зоны развития россыпей: при торцовом (*а*) и фланговом (*б*) сочленении шельфа и рудоконтролирующих структур складчатого основания плиты

циркониевых россыпей. На рис. 3 видно, что они образуют в юго-западной, южной и юго-восточной частях плиты почти сплошную полосу протяженностью в несколько тысяч километров. Наиболее крупная Урало-Казахстанская провинция охватывает Зауралье, Тургайский прогиб и северное и северо-восточное обрамление Казахстанской складчатой страны. Ряд районов и зон известной и потенциальной россыпной металлоносности находится также вблизи западного края плиты, в обрамлении складчатых сооружений Южной Сибири и западной окраины Сибирской платформы.

Для плиты в целом характерна отчетливая приуроченность продуктивных песков к определенным стратиграфическим уровням — к верхнему мелу, верхнему эоцену, верхнему олигоцену. Наиболее продуктивен среди них верхнеэоценовый уровень, заключающий наиболее ценные в промышленном отношении комплексные титан-циркониевые россыпи, локализация которых в более узком плане контролируется уступами коренного ложа, определяющими границы распространения разновозрастных терригенных бассейнов. Немаловажную роль в размещении и сохранности россыпей сыграли пострудные блоковые деформации, повлиявшие на глубину залегания россыпей в опущенных ступенях и их сохранность в относительно приподнятых. Например, в северном обрамлении Кокчетавской глыбы в размещении древних субаринных россыпей хорошо выражены три зоны: зона спорадической сохранности частично размытых эоценовых (чеганских) россыпей; зона распространения неглубоко залегающих и близповерхностных эоценовых россыпей; зона глубокопогребенных эоценовых и меловых россыпей. Сходная зональность сохраняется и по другую сторону Тургайского прогиба — в Зауралье, где она ранее была описана Г.С. Момджи. На примере Западно-Сибирской плиты хорошо видны порайонные вариации состава россыпей, обусловленные различиями источников питания в области сноса. Так, например, россыпи, формирующиеся в обрамлении структур древней консолидации — Кокчетавской глыбы,

Мугоджарского антиклинория, а также отчасти байкалид Енисейского кряжа, отличаются существенно цирконовым составом при соотношении основных минералов циркон:рутил:ильменит (вместе с лейкоксеном), равном 1:1:5—1:0,3:1,5. Менее "цирконовый" состав при доминировании титановых минералов имеют россыпи Зауралья и россыпные проявления в районах, примыкающих к Таймыру.

К молодым платформам относятся также **современные шельфовые области** пассивных континентальных окраин (или истинные пассивные шельфы), например шельф Северо-Востока Азии, наложенный на разнородный в структурном и возрастном отношении субстрат, в том числе области мезозойской складчатости [28]. Металлогеническая специализация последних определяет золото-оловоносный профиль россыпной минерагении при господстве автохтонных россыпей в непосредственной близости от погружающихся структур складчатого обрамления или в островных морфоструктурах. Кайнозойская история этих шельфов распадается на четыре этапа — палеоцен-эоценовый, олигоценовый (вплоть до начала миоцена), миоценовый и плиоцен-четвертичный (незавершенный), которые отражают прогрессирующее расширение шельфовой области и поэтапную перестройку ее структурного плана [16]. Продолжительность этапов составляет в среднем около 15 млн лет за исключением последнего незавершенного, продолжительность которого всего около 5 млн лет. Начало каждого из этапов отмечено усилением тектонической активности и расширением области субаэрального россыпеобразования с преимущественным формированием автохтонных россыпей в базальных горизонтах разреза; вторая половина — характеризуется расширением терригенных шельфовых бассейнов, в прибрежной зоне которых могли создаваться условия для формирования аллохтонных концентраций рудных минералов псаммитовой и алевритовой размерности.

Во внутренней зоне шельфа, на границе со складчатым обрамлением, а также на удалении от него в пределах сводовых островных морфоструктур, которые, как правило, располагаются на продолжении трассируемых в область шельфа крупных рудоконтролирующих разломов, отмечается наибольшее возрастное и морфогенетическое разнообразие россыпных проявлений. При этом соотношение континентальной базальной и морской трансгрессивной продуктивных россыпных формаций в каждом случае определяется временем заложения шельфового прогиба и сочетанием процессов ступенчатого погружения и деструкции сводовых морфоструктур с процессами реактивизации их секториально-блоковых структур, что вызывает перемыв более древних россыпных скоплений и повторное вовлечение в процессы россыпеобразования ранее погребенных коренных источников и кор выветривания. На крыльях частично погруженных сводов, а также на границах различных ступеней шельфового прогиба расположены наиболее интересные в промышленном отношении россыпи Восточно-Арктической шельфовой области — полигенетичные по своей природе россыпи в зонах тектонических уступов и россыпи погребенных грабен-долин.

Различное соотношение в плане шельфового прогиба с рудоносными структурами складчатого основания определяет два основных типа размещения зон и районов россыпной металлоносности (рис. 4). Фланговое сочленение обеспечивает потенциальную перспективность шельфа в сравнительно узкой прибрежной зоне, но на расстоянии многих десятков—сотен километров. При торцовом сочленении, которое характерно для большинства поперечных рудных структур, формируются зоны россыпной металлоносности, которые могут трассироваться в глубь шельфа на расстоянии в несколько сот километров.

## Заключение

Ретроспективный взгляд на древние платформенные структуры территории Советского Союза выявляет широкое распространение россыпной металлоносности, связанной с разновозрастными рудными комплексами, выступающими в качестве коренных источников россыпей. Они определяют весьма важный в промышленном отношении спектр минералов и металлов, особенно широко используемых для различных целей в ходе современного научно-технического прогресса. Это самородные элементы с большей константой гипергенной устойчивости, сложные и простые окислы с различными значениями константы $K_{гу}$, силикаты, фосфаты и карбонаты. Они отражают временну́ю и пространственную геологическую позицию рудных месторождений различных полезных ископаемых.

Рассмотренные в статье особенности пространственного размещения россыпей в первую очередь являются функцией характера оруденения, т.е. серий формаций — метаморфогенных, плутоногенных, вулканогенных и осадочных, развитых в пределах платформенных областей. Однако отдавая предпочтение ведущей роли этого фактора, значение которого вскрывается в полном объеме при металлогеническом анализе и изучении условий образования и закономерностей размещения рудных месторождений, мы неизбежно сталкиваемся с геоморфологическим и литологическим аспектами образования россыпей как самостоятельной группы рудных месторождений, обычно рассматриваемых исследователями в экзогенной серии месторождений полезных ископаемых [21]. Таковы россыпи, например, золота, платиноидов, алмазов, редких металлов. Изучение этих месторождений в полной мере вскрывает принцип неадекватности пространственного совмещения россыпей и их коренных источников, заключающих россыпеобразующие минералы, которое определяется этапами развития платформ и обрамляющих их складчатых поясов.

Коренные источники россыпей — рудные месторождения рассмотренных платформенных областей — отражают широкий возрастной диапазон оруденения и его полигенность, меняющуюся не только в течение стадий геосинклинального процесса, но и во время его развития, как подчеркивал В.И. Смирнов [22], от древних геосинклинальных циклов к юным, от ранних проявлений тектоно-магматических процессов к более поздним. Эти изменения отражают этапы эволюции земной коры, в которых проявляется металлогеническая специализация региональных структур и магматических комплексов, определявших формирование тех или иных минеральных классов россыпей.

Таким образом, изучение россыпной металлоносности платформенных областей неизбежно вовлекает в исследования формационный анализ рудных месторождений и геологических условий их проявления в геолого-историческом аспекте, являющемся надежным критерием понимания минеральных ассоциаций россыпей и облегчающем перспективные оценки как коренной, так и россыпной металлоносности рудных провинций.

## Литература


1. *Биланенко В.А., Гальченко И.И., Девиденко Н.М.* и др. Минералогия россыпей Сибирской платформы // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 5—10.
2. VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: (Связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ): Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. 416 с.
3. Геология россыпей. М.: Наука, 1965. 400 с.
4. *Гурвич С.И.* Закономерности размещения редкометальных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1987. 227 с.
5. *Гурвич С.И., Болотов А.М.* Титано-цирконневые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. 185 с.
6. Древние и погребенные россыпи СССР: Материалы IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Киев: Наук. думка, 1977. Ч. 1. 201 с.; Ч. 2. 220 с.
7. Закономерности размещения полезных иско-

паемых. М.: Госгортехиздат, 1960. Т. 4. 254 с.
8. *Иконников Н.Н., Лифгеу Я.Г., Осауленко О.В., Блисковский В.Э.* Фосфатные пески нижнекампанского подъяруса — новый тип комплексных россыпей на Русской плите // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 259.
9. *Калюжный В.А.* Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 236 с.
10. *Комин М.Д., Осокин Е.Д., Патык-Кара Н.Г.* Коренные источники и типы провинций россыпей циркония // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 25—27.
11. *Летников Ф.А., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 260—268.
12. Месторождения литофильных редких металлов. М.: Недра, 1980. 559 с.
13. *Негруца В.З.* Стратиграфия гиперборейских отложений полуострова Рыбачьего, Среднего и о-ва Кильдин // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л.: Недра, 1971. С. 153—186.
14. *Никифорова З.С.* Основные признаки золового золота // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 54—56.
15. *Патык-Кара Н.Г., Быховский Л.З.* Минеральные типы и сырьевые группы россыпей и их положение в структурах земной коры: Общ. и регион. геология, геол. картир.: Обзор. М.: ВИЭМС, 1984. 58 с.
16. *Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт И.Р.* Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории Восточной Арктики // Геоморфология. 1989. N 4. С. 96—104.
17. *Портнов А.М.* Образование радиоактивных гранитов за счет радиоактивных песчаников // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, N 2. С. 440—442.
18. *Прокопчук Б.И.* Алмазные россыпи и методика их прогнозирования. М.: Недра, 1979. 248 с.
19. *Родионов Н.Т., Макась Л.И.* Об этапах формирования одной из древнейших россыпей Якутии (опыт палеогеоморфологического анализа) // Геология и геофизика. 1984. N 5. С. 107—111.
20. Россыпные месторождения титана СССР. М.: Недра, 1976. 288 с.
21. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
22. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. N 4. С. 3—20.
23. *Старицкий Ю.Г.* Основные проблемы металлогении платформ // Проблемы региональной металлогении. Л.: Недра, 1973. С. 23—40.
24. *Старицкий Ю.Г., Москалева В.Н., Орлова М.И.* и др. Закономерности пространственно-временно́го распределения магматизма чехла Русской платформы и связанная с ним минерагения // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982. С. 100—109.
25. *Чайка В.М.* Докембрийские титано-циркониевые россыпи рифейского поднятия на Уралтау // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4. С. 135—141.
26. *Шевкаленко В.Л.* Раннерифейские россыпи золота в купольно-депрессионных структурах Буреинского массива // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 158—160.
27. *Шер С.Д.* Геология и экономика золоторудных месторождений Африки, Америки и Австралии: Экономика минерал. сырья и развед. работ: Обзор. М.: ВИЭМС, 1982. 50 с.
28. *Шило Н.А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.
29. *Шуб В.С., Брянский Я.Ш., Цаур Г.И.* Источники россыпного золота в кайнозойских отложениях верховьев рек Вятки и Камы // VIII Совещ. по геологии россыпей: Тез. докл. Киев: ИГФМ АН УССР, 1987. С. 189—190.
30. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.

УДК 552.33:553.061.2

*Р.М. Яшина, В.А. Кононова*

# Металлогенические аспекты щелочного магматизма

Металлогенические исследования В.И. Смирнова базировались на широкой историко-геологической и формационной основе, а также на анализе общих закономерностей развития магматизма и рудообразования в течение главнейших циклов развития Земли [18, 19]. При этом он уделял большое внимание источникам вещества, слагающего месторождения полезных ископаемых [15—17]. Ему принадлежит идея о необходимости их подразделения на три группы: 1) ювинильную, связанную с подкоровыми магмами ультраосновного и основного (базальтоидного) состава; 2) ассимиляционную, определяемую менее глубинной палингенной магмой земной коры, преимущественно гранитоидного состава; 3) фильтрационную, обусловленную мобилизацией рудообразующих веществ на путях циркуляции агрессивных гидротермальных растворов различного происхождения, в том числе метаморфогенных и экзогенных. Первостепенное значение в эндогенном рудообразовании В.И. Смирнов придавал ювинильной (т.е. мантийной) группе источников. К их числу авторы относят калиево-натриевые и калиевые щелочные ультраосновные, щелочные базальтоидные и фонолитовые магматические расплавы, возникавшие в процессе разноглубинного плавления и флюидно-магматической эволюции вещества верхней мантии [5, 6, 12, 13].

Рассматривая условия образования эндогенных полезных ископаемых, связанных с ювинильными источниками подкоровых магм, В.И. Смирнов [17] отмечает, что они возникали главным образом в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры. В рамках нормального цикла развития земной коры подобные условия существовали на раннем этапе, в период заложения и формирования эвгеосинклинальных трогов и океанических бассейнов с толеит-базальтовым магматизмом, а затем в платформенный этап, после образования консолидированных континентальных структур и возникновения в их пределах сквозных разломных линеаментов и рифтовых зон, контролировавших развитие траппового, кимберлитового и глубинного щелочного магматизма.

Многолетнее изучение щелочных интрузивных формаций, распространенных в различных континентальных структурах (табл. 1), позволило авторам сделать вывод, что необходимым условием для проявления щелочного магматизма и связанных с ними месторождений является смена относительно стабильного (платформенного и субплатформенного) состояния консолидированных областей (щиты, платформы, срединные массивы, постскладчатые устойчивые поднятия) на более мобильный геодинамический режим тектоно-магматической активизации [12, 20, 22]. Для подобного режима характерны оживление глубоких горизонтов мантии, интенсивная деструкция континентальной литосферы, а также поднятие в верхние структурные этажи земной коры мантийных щелочных магм. Они, как известно, являются генераторами крупных месторождений ниобия, тантала, циркония, редкоземельных элементов, титана, алюминия, фосфора, а также специфических видов полезных ископаемых (флогопит, графит и др.). Для большинства месторождений характерна непосредственная связь с интрузивными (в том числе и субвулканическими) массивами. Особый интерес представляют длительно формировавшиеся вулкано-плутонические ассоциации калиевых высокомагнезиальных пород, в пределах которых могут быть проявлены платиноносные перидотиты и алмазоносные лампроиты.

Чтобы оценить металлогеническое значение щелочного магматизма, необходимо рассмотреть его следующие аспекты: 1) разнообразие первичных магм и

*Таблица 1*

**Главнейшие интрузивные формации щелочных пород и их металлогеническая специфика**

| Структуры | | Формация | Петрохимический ряд |
|---|---|---|---|
| вмещающие | магмоконтролирующие | | |
| Щиты и краевые части древних платформ | Сквозные рифтогенные разломы | Щелочных ультраосновных пород с карбонатитами | Калиево-натриевый с повышенным содержанием кальция |
| | | Слюдяных перидотитов, пироксенитов, шонкинитов, псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов | Калиевые |
| | Эпиплатформенные рифтовые зоны | Пуласкитов; нефелиновых, псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов (сынныритов) | " |
| Приплатформенные глыбовые поднятия | | Агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов | Калиево-натриевый и натриевый |
| Срединные массивы и консолидированные постскладчатые поднятия | Трансструктурные и межструктурные глубинные разломы | Щелочных основных пород с уртитами и ювитами | Калиево-натриевый |
| | | Пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов | Калиево-натриевый и натриевый |
| | | Щелочных сиенитов и миаскитов | Натриево-калиевый |

их металлогеническую специфику; 2) влияние процессов дифференциации и послемагматического метасоматоза на концентрацию рудных компонентов; 3) роль щелочей и летучих в концентрации редких элементов.

Разнообразие химизма *исходных щелочных магм* обсуждалось в публикациях как авторов, так и других исследователей щелочных пород. Проведенный с этой целью петрохимический расчет средних составов интрузивных щелочных формаций или отдельных крупных плутонов показал, что исходные для них щелочные расплавы сопоставимы по химизму с распространенными типами лав [9, 10]. Особенности химизма исходных щелочных магм рассмотрены В.И. Герасимовским и А.И. Поляковой [2] и Б.Г. Лутцем [11]. Этими исследователями получены наиболее представительные данные по содержанию редких элементов в пяти типах щелочных лав: щелочном оливиновом базальте, калиевом базальте, оливиновом меланефелините, угандите и платофонолите. Сравнительный анализ опубликованного цифрового материала проведен с помощью диаграмм (рис. 1), на которых состав разнотипных щелочных лав выражен в логарифмах через нормированные значения по отношению к гранатовому перидотиту [9]. Это позво-

| Элементы определяющие металлогению формации | | | Рудные образования | | Примеры месторождений, рудопроявлений |
|---|---|---|---|---|---|
| петрогенные | | редкометальные | магматические | позднемагматические, метасоматические | |
| главные | второстепенные | | | | |
| Ca, Mg, Fe | Al, Ti, P | Nb, Ta, TR (Ce) | Перовскит-титаномагнетитовые оливиниты и перидотиты | Кальцит-апатит-магнетитовые фоскориты, редкометальные карбонатиты | Ковдорское, Восточно-Саянские и др. |
| K, Mg, Fe | Ba, Sr, Cr | Pt, Rb, TR, (Ce) | Платиноносные оливиниты, алмазоносные лампроиты | Флогопитовые перидотиты, хромдиопсид | Мурунское, Инаглинское |
| K, Al | P, Sr, Ba | Rb, Cs, TR (Ce) | Сыннырит (калийно-глиноземное сырье) | Апатитоносные микроклиниты | Сыннырское, Сакунское |
| Na, K, Al | Ti, P | Zr, Hf, Nb, Ta, TR (Ce), Be, Li | Апатит-нефелиновые, лопаритовые уртиты и малиньиты, эвдиалитовые луявриты, стенструпиновые пегматиты | Гакманит-чкаловитовые фельдшпатиты | Ловозерское, Хибинское, Заангарское |
| Al, Na, K, Ca | Ti, P | Ga, Sr | Титаномагнетитовые габбро, высокоглиноземистые уртиты и ювиты | Апатитоносные фельдшпатиты и апатит-кальцитовые образования | Кия-Шалтырское, Горячегорское, Баянкольское и др. |
| Na, K, Al | Ti | Zr, Nb, TR (Ce), Th | Редкометальные фойяит-пегматиты и мариуполиты | Редкометальные альбититы | Коргередабинское |
| K, Na, Al | P | Nb, Ta, Zr, R (Ce) | Лейкократовые и нефелиновые сиениты (сырье для стекла и керамики) | Редкометальные альбититы и карбонатиты | Вишневогорское, Ильменогорское |

лило установить, что разнотипные лавы, отражающие состав исходных щелочных магм, существенно различаются по содержанию рудообразующих, в том числе и редких элементов.

1. Алюминием и титаном обогащены все щелочные лавы. При этом максимальная концентрация алюминия отмечается в фонолитах и щелочных базальтоидах.

2. Ниобий, тантал, цирконий достигают максимальной концентрации в фонолите. Содержание ниобия и тантала заметно снижается в угандите и оливиновом меланефелините. Щелочные базальтоиды — калиево-натриевые и калиевые — отличаются минимальным содержанием ниобия и тантала из числа сопоставляемых щелочных лав. При этом самые низкие значения циркония характерны для калиевого базальтоида.

3. Уровень содержания редких земель примерно одинаков в оливиновом меланефелините, фонолите и несколько выше в угандите.

4. Максимальное обогащение стронцием, барием, а также редкими щелочами (Rb, Cs), ураном и торием свойственно калиевым щелочным лавам (базальтоидам и угандитам). В меньшей степени эти элементы накапливаются в фонолитах.

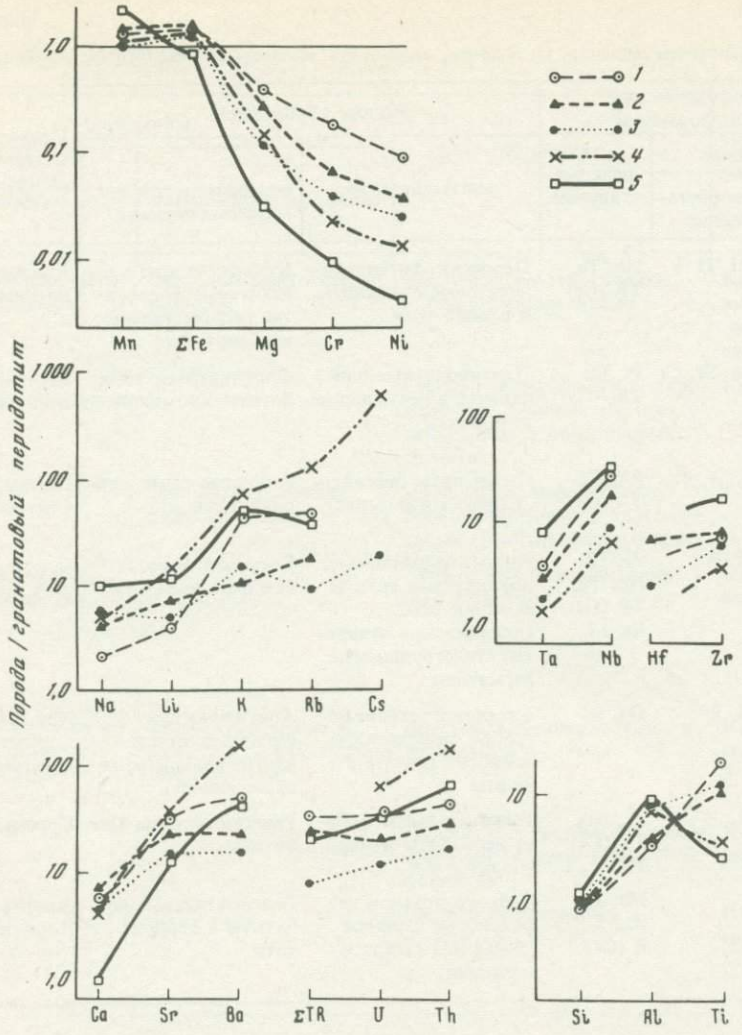



*Рис. 1.* **Распределение элементов в щелочных лавах по отношению к гранатовому перидотиту [9]**
*1* — угандит; *2* — оливиновый меланефелинит; *3* — щелочной оливиновый базальт; *4* — калиевый базальт; *5* — фонолит

Рассмотренные типы щелочных лав, безусловно, не исчерпывают всего их разнообразия, тем более что в природе отсутствуют эффузивные аналоги многих щелочных интрузивных пород (миаскитов, сынныритов, уртитов и др.).

В настоящее время не существует общепризнанной концепции, объясняющей концентрацию тех или иных элементов в различных исходных магмах. По-видимому, имели значение и процессы селективного выплавления щелочных магм, вызывающие обогащение щелочных базальтоидных расплавов преимущественно легкоплавкими элементами (Al, Ca, Fe) и обеднение тугоплавкими (Mg, Cr, Co, Ni). Накопление в глубинных щелочных магмах так называемых некогерентных элементов (K, Na, Rb, Cs, Sr, Ba, TR), поведение которых не согласуется с механизмом частичного плавления, может быть объяснено с позиций гипотезы мантийного кислотного выщелачивания [11] или на основании развиваемых в последние годы

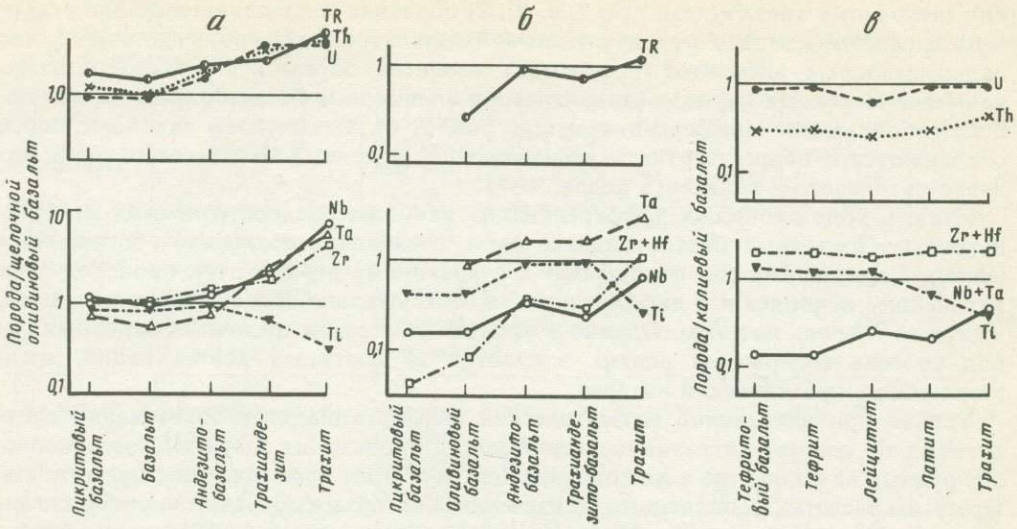



*Рис. 2.* **Распределение Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, TR, U, Th в эффузивных щелочных сериях**

*а, б* — калиево-натриевая серия щелочных базальтоидов и их дифференциатов Восточного рифта Африки (*а*) и Кузнецкого Алатау (*б*); *в* — калиевая серия щелочных базальтоидов и их дифференциатов Таласского Алатау

теоретических представлений о метасоматическом преобразовании первичного мантийного вещества [24].

Таким образом, родоначальные щелочные магмы, генерация которых происходила на различных глубинах, уже при своем возникновении приобретали исходную геохимическую специализацию. Она определялась не только уровнем и степенью плавления мантии, но также геохимическими свойствами элементов и особенно соотношением калия и натрия. Обращает на себя внимание, что существенно калиевые базальтоиды обогащены рубидием, цезием, стронцием, барием, в то время как цирконием, ниобием и танталом обогащены прежде всего платофонолиты — исходный магматический источник агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов. Большое влияние на состав расплавов, судя по экспериментальным данным [5, 24—26], имели глубина их генерации, степень плавления вещества мантии, состав флюидов и другие факторы. Они обусловили не только образование различных по составу (щелочных ультраосновных, щелочно-базальтоидных и фонолитовых) расплавов, но и их изначальную металлогеническую специфику.

Роль *процессов дифференциации* в концентрации рудных компонентов освещалась в более ранних публикациях авторов [1, 8, 10, 20], где обращалось внимание на особую способность глубинных щелочных магм, насыщенных летучими, к длительной эволюции. Она приводила к образованию контрастно-дифференцированных эффузивных и интрузивных магматических серий, которые достаточно подробно охарактеризованы в монографии "Щелочные породы" [12]. Некоторые общие закономерности поведения рудных компонентов в ходе процессов дифференциации были выявлены при сопоставлении пород базальтоидных серий калиевого и калиево-натриевого рядов, проявленных в Восточном рифте Африки, а также в щелочных провинциях Кузнецкого и Таласского Алатау (рис. 2). К числу этих закономерностей относятся: 1) отчетливая дифференциация рудных компонентов в породах калиево-натриевой базальтоидной серии с накоплением сидерофильных элементов и титана в ранних мафических членах (тефриты, базаниты), а редкометальных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, TR, U, Th) — в поздних, наиболее щелочных дифференциатах, отвечающих по составу фонолиту

или щелочному трахиту (см. рис. 2, *а, б*); 2) обратная тенденция поведения редкометальных элементов в породах калиевой базальтоидной серии, где накопление редкометальных элементов происходит главным образом в меланократовых, наименее щелочных породах (пикритовых и оливиновых базальтах), представляющих собой ранние дифференциаты (см. рис. 2, *в*). Отмеченные закономерности сохраняются в общих чертах и для умеренно щелочных базальтовых серий калиево-натриевого и калиевого рядов.

Итак, в ходе процессов дифференциации наиболее распространенных калиево-натриевых щелочных базальтоидных магм, изначально несколько обогащенных редкими элементами (по отношению к гранатовому перидотиту), происходит их дальнейшее накопление в дифференциатах, максимально обогащенных щелочами, в первую очередь натрием. Однако в эффузивных сериях щелочных основных пород уровень содержания редких элементов не достигает концентраций, представляющих практический интерес.

Только при длительной магматической дифференциации и образовании контрастных по составу интрузивных серий пород происходит значительное накопление рудных компонентов и их концентрация достигает промышленных масштабов. При этом расчеты, выполненные по изученным авторами объектам и опубликованные в более ранних работах [1, 9, 10], показывают, что для образования месторождений ряда петрогенных компонентов — железа, титана, глинозема — достаточно относительно небольшого увеличения их содержания (от 5 до 15 раз) по отношению к предполагаемому исходному мантийному веществу (гранатовому перидотиту). В то же время промышленные месторождения редких элементов и фосфора могут возникать только при возрастании их содержаний в сотни раз. Существенная разница в масштабах концентрации петрогенных и редких элементов является тем важным фактором, который предопределяет преимущественно магматогенный тип месторождений железа, титана и алюминия. Что касается редких элементов и фосфора, то их рудные концентрации магматического генезиса известны только в массивах формации агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов (см. табл. 1).

Поведение редких элементов при дифференциации щелочных интрузивов, принадлежащих различным формациям, рассмотрим на примере циркония, гафния, ниобия и тантала, так как для них имеются наиболее достоверные аналитические данные (табл. 2). Максимальная концентрация этих элементов, как отмечалось ранее, достигается в высокощелочных платофонолитовых лавах, которые, как можно предполагать, являются исходными для фельдшпатоидных пород дифференцированного Ловозерского плутона [3]. В среднем составе данного плутона количество циркония в 69 раз, ниобия — в 100, а тантала — в 20 раз превышает уровень содержания в исходном мантийном веществе — гранатовом перидотите. В ходе длительной магматической дифференциации, протекавшей в промежуточном магматическом очаге, концентрация циркония (от I к III интрузивной фазе) увеличилась в 96 раз, что привело к образованию промышленно перспективных магматогенных руд — эвдиалитовых луявритов и эвдиалититов.

В противоположность цирконию концентрация ниобия и тантала в породах различных интрузивных фаз изменяется незначительно — от 1,2 до 3 раз. Основное перераспределение данных элементов осуществлялось в процессе кристаллизационной дифференциации и образования первично-расслоенного комплекса пород, сложенного фойяитами, луявритами и уртитами (II интрузивная фаза). Максимальное накопление ниобия и тантала происходило в условиях большого дефицита кремнекислоты (рудоносные прослои уртитов, ювитов, малиньитов), когда вместо циркона или титаносиликатов натрия и кальция, содержащих примесь Nb и Ta, образуются титано-ниобаты, обогащенные танталом (лопарит), или фосфаты с повышенным количеством редких земель (апатит).

По уровню содержания редких элементов к агпаитовым нефелиновым сиени-

*Таблица 2*

**Приближенные коэффициенты концентрации редких элементов в различных формациях щелочных пород, по [10]**

| Ряд формаций | Формация | Интрузивный комплекс или массив | Этап формирования | Nb + Ta | | Zr + Hf | | Σ TR | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | а* | б** | а | б | а | б |
| Калиево-натриевый | Щелочных ультраосновных пород с карбонатитами | Каледонский комплекс | М | 32 | 7 | 7 | 57 | 89 | 22 |
| | | Кольский полуостров | ПмМ | | 300 | | 680 | | 340 |
| Калиевый | Щелочных основных пород | Кия-Шалтырский | М | 5 | 1 | 8 | 2 | 4 | 8 |
| | | Таласский Алатау | М | 3 | 5<br>Nb—3 | 5 | 3 | 21 | 2 |
| Калиево-натриевый и натриевый | Агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов | Ловозерский | ДМ | Nb—103 | Ta—3<br>Nb—1,2 | 69 | 96 | 122 | 2 |
| | | | КД | Ta—21 | Ta—1,2 | | 2,3 | | 3 |
| | Пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов | Коргередабинский | М | 5 | 2 | 6 | 2 | 34 | 1,5 |
| | | | Пегм | | | | | | |
| | | | ПмМ | | 6 | | 15 | | 7 |
| Натриево-калиевый | Щелочных сиенитов и миаскитов | Вишневогорский | М | 27 | 8 | 11 | 102 | 15 | 11 |
| | | | ПмМ | | 17 | | | | 17 |
| Калиевый | Пуласкитов, нефелин-псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов (сынныритов) | Сыннырский | М | 3 | 9 | 2 | 21 | 4 | 6 |
| | | | ПмМ | | 125 | | 393 | | Сл. |

*Коэффициент накопления компонента в среднем составе интрузивного комплекса или массива по сравнению с мантийеым гранатовым перидотитом.

**Коэффициент относительной концентрации компонента в магматических дифференциатах и продуктах послемагматического метасоматоза по отношению к главной интрузивной фазе с минимальными содержаниями.

*Примечание.* М — магматический, ПмМ — постмагматический метасоматический, ДМ — дифференциация магмы на интрузивные фазы, КД — кристаллизационная дифференциация, Пегм — пегматитовый.

там Кольской провинции приближаются породы Заангарского щелочного массива [9, 12]. Однако для них характерны более низкие концентрации ниобия и тантала. Количество этих элементов в 4—5 раз возрастает в поздних дифференциатах (фойяитовые пегматиты), достигая примерно таких содержаний, как в I (цирконий, ниобий) и II (тантал) интрузивных фазах Ловозерского плутона. По сравнению с ним явно обеднены редкими элементами интрузивные породы Вишневогорского массива, принадлежащего к формации щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов (см. табл. 2). Для среднего состава миаскитов характерно умеренное содержание циркония (520 г/т) и несколько повышенное —

ниобия (240 г/т). Значительное увеличение концентрации этих элементов осуществлялось в процессе метасоматической переработки интрузивных миаскитов, обусловившей образование редкометальных альбититов и карбонатитов [14].

Для других сиенит-нефелинсиенитовых массивов (Коргередабинский), средний состав которых отвечает миаскитовому фонолиту, характерно низкое содержание редких элементов. В породах I интрузивной фазы оно только в 5—6 раз выше, чем в гранатовом перидотите. Явное увеличение концентрации происходит в эгирин-арфведсонитовых фойяитах II интрузивной фазы и достигает максимума в жильных агпаитовых дифференциатах — эгириновых фойяит-пегматитах и мариуполитах. Однако небольшие объемы интрузивных массивов (до 30—40 км$^2$) не благоприятствуют образованию промышленных месторождений.

Менее перспективными в отношении циркония, ниобия и тантала являются интрузивные массивы формаций основных пород как калиево-натриевого, так и калиевого ряда. Характерно, что в калиевой интрузивной серии типового Ишимского плутона количество циркония и ниобия лишь в 2—3 раза превышает его содержание в гранатовом перидотите. Примерно то же отмечается для кияшалтырской интрузивной серии калиево-натриевых щелочно-основных пород. Наконец, в интрузивных массивах формации щелочных ультраосновных пород (каледонский комплекс Кольского полуострова) процессы магматической дифференциации способствуют накоплению редких элементов от ранних щелочно-мафических (оливиниты, перидотиты) к поздним щелочно-салическим (фельдшпатоидные и щелочные сиениты) породам. Однако рудные концентрации ниобия, тантала и цериевых редких земель возникают только при многостадийном развитии карбонатитового процесса [4].

Суммируя все изложенное, можно сделать вывод, что процессы дифференциации, происходившие в промежуточных магматических очагах и камерах плутонов, играли существенную роль в концентрации редких элементов. Однако магматические месторождения, в том числе и промышленно перспективные, связаны только с интрузивными массивами агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов, источником которых является высокощелочная фонолитовая магма, изначально обогащенная редкими элементами. Во всех других формациях щелочных пород дифференциация интрузивных расплавов (щелочно-ультраосновного, щелочно-основного, фойяитового и миаскитового) способствует накоплению редких элементов в поздних щелочных дериватах, но не приводит к образованию магматогенных руд промышленного типа.

Для оценки *влияния разных концентраций и состава щелочей* (Na, K) *на содержание редких элементов* использованы опубликованные за последние годы аналитические материалы по фельдшпатоидным сиенитам из различных щелочных формаций [12, 22]. Их сопоставление проведено на петрохимических диаграммах (рис. 3), показывающих зависимость степени насыщения магматических пород щелочами (коэффициент агпаитности) от соотношения в них натрия и калия, а также изменения концентрации редких элементов (Zr, Nb, TR) от величины коэффициента агпаитности. Анализ диаграмм позволяет сделать следующее заключение.

1. Обогащенные калием фельдшпатоидные сиениты отличаются самой низкой агпаитностью (0,75—0,98), тогда как в натриевых породах ее величина колеблется от 0,95 до 1,27.

2. С увеличением коэффициента агпаитности, а также содержания натрия в фельдшпатоидных сиенитах возрастает концентрация циркония, ниобия и редких земель. Это повышение начинается с определенного уровня натриевой щелочности, отвечающей для ниобия и циркония коэффициенту агпаитности, равному 1, а для редких земель — 0,95. Только в фельдшпатоидных сиенитах, явно пересыщенных натрием (с коэффициентом агпаитности более 1,15), содержание редких элементов возрастает на несколько порядков.

Значительная щелочность агпаитовых пород не только способствует концентра-

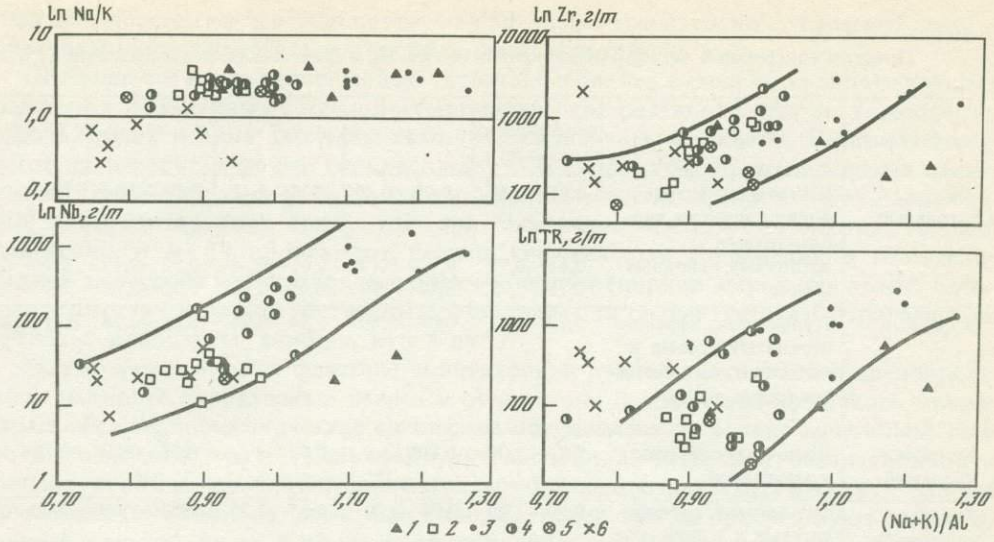



*Рис. 3.* **Зависимость содержаний Na, K, Nb, Zr, TR от величины коэффициента агпаитности в нефелиновых сиенитах различных щелочных формаций**

*1—5* — формации калиево-натриевого ряда: *1* — щелочных и ультраосновных пород, *2* — щелочных основных пород, *3* — агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов, *4* — щелочных сиенитов и миаскитов, *5* — пуласкитов, гастингситовых и эригин-арфведсонитовых фойяитов; *6* — нефелиновые сиениты формаций калиевого ряда

ции редких элементов, но и определяет характер рудного процесса. Из экспериментальных работ [7] известно, что в щелочных агпаитовых расплавах происходит неограниченное растворение летучих компонентов (вода, фтор). При этом Zr, Nb, Ta, TR, образующие комплексные соединения с F и OH, сохраняются в расплаве, чем и объясняется магматический генезис месторождений редких элементов в агпаитовых массивах ловозерского типа. В противоположность этому при кристаллизации менее щелочных магматических расплавов с падением температуры происходит отделение флюидной фазы, которая вызывает фенитизацию вмещающих пород, а нередко и мощный послемагматический метасоматизм, с которым связаны различные типы редкометальных руд.

Большинство рудоносных щелочных массивов характеризуется повышенным содержанием летучих, в первую очередь водорода, фтора, хлора, углекислоты, углеводородов, фосфорного ангидрида, серы и др. Их распределение в породах крайне неравномерное, и поэтому данные анализов позволяют судить только о порядке величин их содержаний (табл. 3). Так, значительное обогащение $CO_2$ (0,53—2,74%) в сочетании с повышенным количеством Cl и F устанавливается для пород щелочной ультраосновной формации. По уровню содержания углекислоты (0,70—1,32%) к ним приближаются только миаскитовые нефелиновые сиениты Вишневогорского массива. Углекислота присутствует в породах всех других щелочных формаций за исключением агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов. Они отличаются широким спектром летучих, среди которых ведущую роль играют хлор, фтор, водород, метан и в меньшей мере сера. Весьма разнообразен состав летучих в породах калиевых щелочных формаций. Они обычно насыщены фтором, хлором, серой, углекислотой, фосфорным ангидридом и бором, причем в количествах на порядок выше кларковых. По сравнению с ними породы калиево-натриевой щелочной основной формации обеднены летучими. Только для отдельных провинций отмечается повышенный уровень содержания углекислоты, метана, хлора, фосфорного ангидрида и иногда серы.

*Таблица 3*

**Пределы содержаний летучих компонентов (в мас. %) в формациях щелочных пород [9, 10]**

| Ряд формаций | Формация | Коэффициент агпаитности | F | Cl | S | $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Калиево-натриевый | Щелочных ультраосновных пород с карбонатитами | 0,85—1,23 | 0,00—0,10 | 0,00—0,45 | 0,04—0,54 | 0,53—2,74 |
| | Щелочных основных пород | 0,85—0,95 | 0,00—0,10 | 0,01—0,34 | 0,02—0,10 | 0,24—0,54 |
| | | 0,75—0,95 | 0,10—1,10 | 0,05—0,38 | 0,02—0,16 | 0,00—0,40 |
| Калиевый | Пуласкитов, нефелин-псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов (сынныритов) | 0,75—1,02 | 0,04—0,60 | 0,14—0,94 | 0,01—0,24 | Нет данных |
| Натриево-калиевый | Щелочных сиенитов и миаскитов | 0,95—1,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08—0,09 | 0,78—1,32 |
| Калиево-натриевый и натриевый | Пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов | 0,90—1,20 | 0,05—0,20 | 0,05—0,25 | 0,02—0,08 | 0,00—0,20 |
| | Агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов | 1,0—1,7 | 0,14 | 0,16 | 0,112 | 0,00 |

Крайне важно, что от уровня содержания и состава летучих зависят масштабы развития и характер магматических и постмагматических рудных процессов. Наиболее интенсивное метасоматическое рудообразование проявлено в массивах формации щелочных ультраосновных пород. Отделение на позднемагматическом этапе флюидной фазы, обогащенной углекислотой, фосфором, рудными (Fe, Ti) и редкими (Zr, Nb, TR) элементами, привело к образованию специфических форстерит-апатит-магнетитовых (фоскориты) и различных карбонатитовых руд [4, 12]. При метасоматической переработке первичных магматических пород содержание железа по отношению к среднему составу формации возросло примерно в 2 раза. Содержание фосфора по сравнению с ранними фазами увеличивалось в 120—140 раз. В несколько сот раз в фоскоритах и особенно в карбонатитах повысилась концентрация редких элементов (см. табл. 2).

Мощный постмагматический рудный процесс завершает формирование интрузивных массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов, изначально насыщенных водно-углекислой газовой фазой и обогащенных цирконием и ниобием. При активном развитии процессов альбитизации и последующей карбонатизации концентрация редких элементов возрастает в десятки раз. В сиенит-нефелинсиенитовых массивах, относительно бедных углекислотой, но заметно обогащенных фтором и хлором, редкие элементы накапливаются в позднемагматических дериватах — фойяит-пегматитах и мариуполитах, а также в связанных с ними высоконатриевых метасоматитах (альбититах). В них концентрация циркония и ниобия по отношению к ранней интрузивной фазе увеличивается в 10—15 раз (см. табл. 2).

Для массивов формации щелочных основных пород калиевого ряда, отличающихся наиболее высоким содержанием летучих, особенно фтора, но обладающих минимальной величиной агпаитности, типично образование постмагматических гидротермалитов и скарнов, с которыми связаны месторождения редких земель, золота, серебра, а также халькопирит-магнетитовых руд с ванадием и кобальтом. В то же время в массивах формации щелочных основных пород калиево-натриевого ряда, бедных как редкими элементами, так и газовой состав-

ляющей, постмагматические процессы проявлены значительно слабее и не ведут к образованию редкометальных рудных концентраций.

Обобщая все изложенное, можно сделать вывод, что в щелочных магматических расплавах и связанных с ними постмагматических растворах летучие компоненты экстрагируют редкие элементы-комплексообразователи (Zr, Nb, Ta) и осуществляют их перенос в форме гидроксил-фтор- и карбонат-фтор-комплексных соединений. Они постепенно мигрируют в апикальные части массивов и в надинтрузивные (экзоконтактные) зоны, где при изменении физико-химических условий (снижении $P$ и $T$) происходит распад комплексных соединений и осаждение редких элементов в виде определенных минералов (циркон, пирохлор, ортит, монацит, бастнезит и др.), свойственных рудоносных метасоматическим образованиям (фениты, альбититы, карбонатиты и др.).

Рассмотренные выше факторы концентрации рудных компонентов предопределили наиболее характерные петро- и рудогенные особенности щелочного магматизма. Его металлогеническая специфика обусловлена не только мантийной природой исходных магм (щелочной ультраосновной, щелочной базальтоидной и фонолитовой), но и исключительным разнообразием создаваемых ими интрузивных формаций (см. табл. 1), в составе которых почти всегда присутствуют магматогенные породы—руды. К их числу принадлежат: титаномагнетитовые оливиниты и габбро; перовскитовые пироксениты; платиноносные перидотиты; алмазоносные лампроиты; эвдиалитовые и лопаритовые фельдшпатоидные (агпаитовые) сиениты; апатит-нефелиновые породы; существенно нефелиновые уртиты и ювиты; обогащенные калием сыннириты и др. Перечисленные породы—руды нередко имеют комплексный характер и создают значительные по масштабам промышленные месторождения (например, Хибинские, Ловозерские, Кия-Шалтырское, Сыннырское и др.). Крайне важно, что месторождения петрогенных элементов — железа, титана, алюминия — возникали при увеличении содержания этих элементов в 5—15 раз по сравнению с составом исходного мантийного субстрата (гранатового перидотита). В то же время редкометальные местотождения могли образоваться только при концентрации элементов в сотни раз. Степень щелочности и соотношение калия и натрия оказывают существенное влияние как на концентрацию редких элементов, так и на характер рудного процесса. С увеличением натриевой щелочности расплавов возрастает растворимость в них летучих компонентов, которые удерживают редкие элементы. Поэтому магматические месторождения редких элементов образуются в основном в связи с формациями агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов. Понижение щелочности расплавов в ходе их кристаллизации приводит к отделению летучих компонентов. Последние переносят редкие элементы в форме комплексных соединений, принимающих участие в постмагматических метасоматических процессах, формирующих рудные альбититы, карбонатиты и гидротермалиты.

Следовательно, факторы концентрации рудных компонентов отражают общие закономерности развития щелочного магматизма. Поэтому выявление особенностей накопления и рассеяния полезных компонентов при образовании различных формаций щелочных пород позволяет производить их более точную прогнозную оценку и целеустремленно направлять поисковые и геологоразведочные работы.

### Литература


1. *Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В.* и др. Щелочной магматизм и рудогенные процессы // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 182—202.
2. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. С. 5—194.
3. *Герасимовский В.И., Волков В.И., Когарко Л.Н.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 393 с.
4. *Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М.* Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152—216.
5. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение ба-

зальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132—227.
6. *Жариков В.А., Горбачев Н.С., Ишбулатов Р.А.* Флюидно-магматическая дифференциация основных магм // Геология и геофизика. 1986. N 7. С. 35—39.
7. *Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. N 9. С. 1293—1321.
8. *Кононова В.А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214 с.
9. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* О некоторых факторах концентрации рудных компонентов в щелочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 12. С. 13—31.
10. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Роль щелочного магматизма в формировании месторождений полезных ископаемых // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976. С. 70—95.
11. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1976. 167 с.
12. Магматические горные породы: Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
13. Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. 383 с.
14. *Самойлов В.С., Ронеисон Б.М.* Геохимические особенности щелочного палингенеза // Геохимия. 1987. N 11. С. 1537—1545.
15. *Смирнов В.И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970. Т. 9. С. 5—19.
16. *Смирнов В.И.* О возможных подкоровых источниках вещества эндогенных месторождений земной коры // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1975. Вып. 2. С. 58—72.
17. *Смирнов В.И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 5—11.
18. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. N 4. С. 3—20.
19. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения рудных месторождений: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 3—10.
20. *Яшина Р.М.* Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 134—154.
21. *Яшина Р.М.* О формационной принадлежности и металлогенических особенностях нефелиновых сиенитов // Петрология рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 181—212.
22. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 274 с.
23. *Bailey D.K.* Mantle metasomatism — perspective and prospect // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. N 30. P. 1—14.
24. *Bultitude R.J., Creen B.H.* Experimental study of crystal-liguid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions // J. Petrol. 1971. Vol. 12, N 1. P. 121—148.
25. *Edgar A.D.* The genesis of alkaline magmas with emphasis on theiz source regions: inferences from experimental studies // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. N 30. P. 29—52.
26. The evolution of the igneous rocks. Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1979. 588 p.

УДК 553.2:553(499+497)

*Н.А. Озерова, Г.А. Карпов, Н.Р. Машьянов, М.А. Груздева, А.Е. Чернова*

# О современном ртутно-сурьмяно-мышьяковом рудообразовании

**В.И. Смирнов в числе других его ипостасей известен как выдающийся исследователь в области геологии и генезиса ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений. Его работа, изданная в 1947 г. [26], посвящена геологии ртутных месторождений Средней Азии и хорошо известна всем специалистам в этой области. Более того, многие идеи, изложенные в этой работе, в настоящее время получают широкое развитие. Например, проблема возраста ртутного оруденения Средней Азии, которая в настоящее время получила новое обоснование; идеи В.И. Смирнова о молодом возрасте оруденения вновь широко обсуждаются. Его другая работа в этой области [27] надолго определила направление исследований по формационной принадлежности ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений. В последующие годы В.И. Смирнов вместе с В.А. Кузнецовым и В.П. Федорчуком**

возглавлял коллектив исследователей по созданию монографического описания "Металлогения ртути" (1976 г.). Во всех упомянутых и других своих работах В.И. Смирнов, рассматривая вопросы генезиса ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений, неизменно привлекал данные по современному рудообразованию.

Современное ртутно-сурьмяно-мышьяковое рудообразовние широко исследуется и обсуждается в литературе со времен Г.Ф. Беккера (1888 г.). В настоящей статье изложены новые материалы авторов по этому вопросу, полученные в последние годы. Наиболее полно в этом плане изучена Курило-Камчатская вулканическая область. Основное внимание уделено описанию ртутной и ртутьсодержащей сурьмяно-мышьяковой минерализации; при этом мы не будем останавливаться на рассмотрении известных в этом регионе собственно мышьяковых проявлений.

Открытие ртутной минерализации в этом регионе принадлежит И.И. Щеглову (1962 г.), установившему современное образование киновари в Апапельских источниках, и Ю.Л. Неверову (1963 г.), обнаружившему киноварь и метациннабарит в протолочных пробах на одном из сольфатарных полей вулкана Менделеева. Эти два объекта в дальнейшем подверглись нашему детальному изучению [17, 19, 21], а впоследствии его продолжили С.И. Набоко [12] и Л.М. Лебедев с сотрудниками [11]. Третий район широко проявленных современных процессов с ртутно-сурьмяно-мышьяковым минералообразованием — кальдера Узон — выявлен С.И. Набоко и С.Ф. Главатских. Первая работа, где они описывали новообразованные сульфиды сурьмы и мышьяка и проблематично киновари, опубликована в 1970 г. [13]; впоследствии они развили свои исследования, результаты которых изложены в [6] и других работах. Г.А. Карпов — один из авторов настоящей статьи, продолжил эти исследования, обобщив их затем в двух монографиях: 1976 г., совместной с А.Л. Павловым, и 1988 г. [9]. Минералогические исследования здесь проводили также Л.М. Лебедев [10], В.И. и В.А. Поповы, А.В. Зотов и др. В те же годы авторы настоящей статьи изучали ртутоносность различных продуктов гидротермальной деятельности в кальдере Узон. Результаты были частично изложены в ряде работ, в том числе [2, 16, 20—22, 25, 32].

В последнее время выявлен новый объект современного минералообразования — кратер Мутновского вулкана на Камчатке, где отлагаются сульфиды ртути [22]. Кроме того, А.С. Огородова [14], отмечала единичные находки киновари, реальгара, аурипигмента и антимонита в районе Южно-Камбальных паровых струй; нами там было установлено повышенное содержание ртути в сульфидах железа (до десятых долей процента) и в осадках грязевых котлов ($n \cdot 10^{-3}$%) [25]. Наличие сульфидов сурьмы и мышьяка в этом районе не вызывает сомнений, однако утверждение о присутствии здесь киновари требует детальной диагностики. Следует заметить, что визуально диагностированная киноварь из современных термальных источников после изучения с помощью рентгеноструктурного и рентгеноспектрального микроанализов в ряде случаев оказывалась иным минералом, чаще всего гематитом. Такой горький опыт есть в наших совместных исследованиях с С.Ф. Главатских и Г.А. Карповым. Поэтому все случаи находок киновари требуют строгих аналитических доказательств.

И, наконец, упомянем еще об одном пункте — Двухюрточных термальных источниках, где неизвестны собственные минералы ртути, сурьмы и мышьяка, но образующиеся здесь в грязевых котлах оолиты пирита содержат повышенные концентрации мышьяка и уникально высокие для пиритов концентрации ртути: по химическому анализу содержания ртути — 2%, мышьяка — 2,7%, сурьмы — 0,3% (Озерова и др., 1970, 1971 гг.), а по рентгеноспектральному микроанализу концентрации ртути и мышьяка достигают соответственно 2,5 и 3,2%. В илах грязевых котлов также установлены повышенные содержания ртути — тысячные доли процента. С этими источниками соседствуют Киреунские, описанные Т.П. Кир-

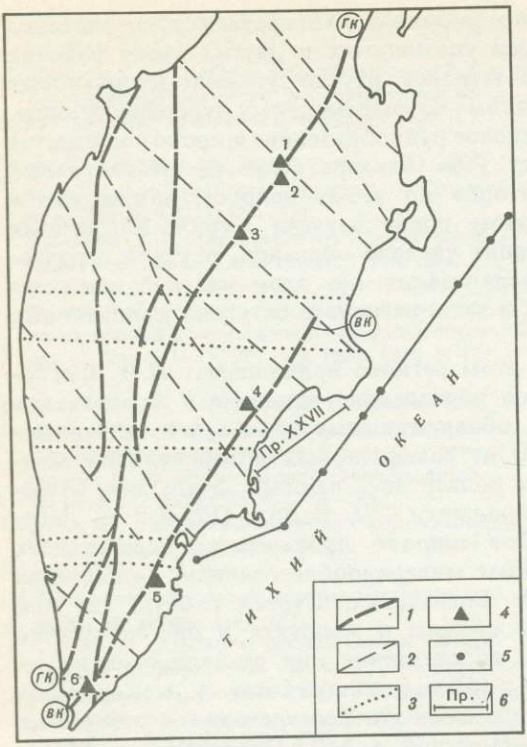



*Рис. 1.* **Схема размещения современных гидротермальных источников в зонах глубинных разломов Камчатки. Составлена по материалам ПГО "Камчатгеология"**

*1—3* — глубинные разломы: *1* — северо-восточные (*ГК* — Главный Камчатский, *ВК* — Восточно-Камчатский), *2* — северо-западные, *3* — широтные; *4* — ртутьсодержащие термальные источники (1 — Двухюрточные, 2 — Киреунские, 3 — Апапельские, 4 — Узонские, 5 — Мутновские, 6 — Южно-Камбальные); *5* — участки аномальных содержаний ртути в приводной атмосфере (по данным [7]); *6* — профиль МОВ (метод отраженных волн)

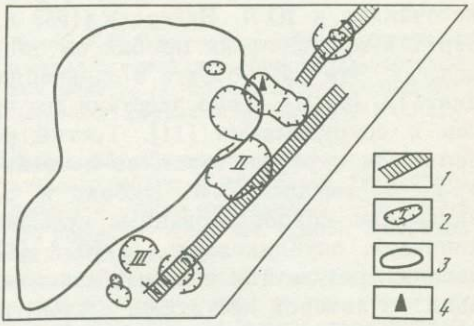



*Рис. 2.* **Упрощенная схема строения бассейна р. Жупанова, юго-восточная часть Камчатки. Составлена по данным В.А. Ермакова [8]**

*1* — глубинный разлом, выделенный по выходам пород базальт-андезито-базальтовой формаций; *2* — четвертичные вулканические постройки (*I* — Узон-Гейзерная группа, *II* — группа Большого Семячика, *III* — Карымско-Семячинская группа); *3* — приблизительный контур Жупановской впадины; *4* — выходы нефти в кальдере вулкана Узон

сановой (1971 г.). С.И. Набоко [12] и Г.А. Карповым [9] здесь установлены реальгар, аурипигмент и антимонит. В грязевых котлах, развитых на площади, где обнаружены упомянутые сульфиды, нами установлены повышенные содержания ртути в сульфидах железа, гидроокислах марганца, осадках грязевых котлов и гейзеритах ($n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$%).

Положение указанных выше объектов на территории Камчатки представлено на рис. 1. Весьма показательна региональная геологическая позиция проявлений современной ртутной и ртутьсодержащей минерализации, детально проанализированная для Камчатки [16]. Это участки пересечения глубинных разломов северо-восточного (камчатского) направления с разломами северо-западного (алеутского) или широтного простирания. Например, Апапельские источники находятся в узле пересечения Главного Камчатского (камчатское направление) и Тигильского (алеутское направление) разломов, а вулкано-тектоническая кальдера Узон — на пересечении Восточно-Камчатского разлома (камчатское направление) с Утхолокским (алеутское направление). Такое же региональное положение занимают Двухюрточные и Киреунские источники, Мутновский вулкан, Южно-Камбальные термы, размещенные в узлах пересечения глубинных разломов. Все эти разломы относятся к категории глубинных долгоживущих разломов мантийного заложения, о чем свидетельствуют известные геологические и геофизические данные. Например, мантийная природа Утхолокского разлома отчетливо выявляется на геофизическом профиле МОВ XXVII (см. подробнее в [16]).

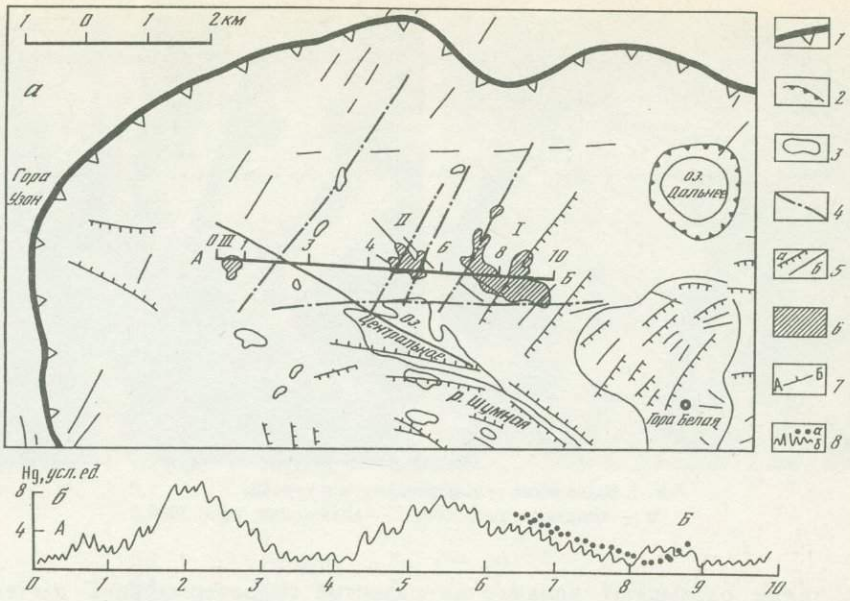



*Рис. 3.* **Схема кальдеры Узон (*а*) и график распределения ртути в приземной атмосфере (пешеходный вариант) по профилю *А—Б* (*б*)**

*1* — эрозионный уступ, ограничивающий Узон-Гейзерную депрессию; *2* — кратерная воронка; *3* — пресные озера; *4* — тектонические нарушения (по Н.А. Гусеву); *5* — разрывные нарушения (по В.Л. Леонову [3]): *а* — сбросы, *б* — трещины; *6* — участки проявления современной гидротермальной деятельности (*I* — Восточное термальное поле, *II* — район оз. Фумарольное, *III* — Западное поле); *7* — линия профиля газортутных измерений; *8* — измерения содержания ртути: *а* — 1986 г., *б* — 1987 г.

Остановимся детальнее на рассмотрении кальдеры Узон. Основной материал, приведенный здесь, ранее не публиковался. В дополнение к сказанному о региональной позиции кальдеры следует привести геологический материал по тектонике Восточной Камчатки, полученный в последние годы [8], позволяющий с новых позиций интерпретировать некоторые вопросы рудогенеза в кальдере Узон. Региональная геологическая позиция кальдеры на основе этих данных характеризуется двумя особенностями (рис. 2). С одной стороны, приуроченностью к одной из составляющих Восточно-Камчатского разлома рифтогенной природы, а с другой — положением в борту Жупановской впадины, образовавшейся задолго до формирования новейшего вулканического пояса, к которому принадлежит и вулкано-тектоническая кальдера Узон. В пределах Жупановской впадины установлено проявление нефтегазоносности — здесь на протяжении почти 4 км обнаружены выходы самовоспламеняющегося газа. В структурах подобного типа за рубежом разрабатываются газонефтяные месторождения: на островах Хонсю, Хоккайдо, в Новой Зеландии и др.

В пределах самой кальдеры и ее окрестностях отчетливо проявлены три системы нарушений: северо-восточные, северо-западные и субширотные (рис. 3). Полагают [9], что современная гидротермальная деятельность контролируется субширотным разломом. Более вероятно, что эта структура лишь оперяющая, а основная система нарушений, определяющая развитие современных гидротермальных процессов, северо-западная, принадлежащая Утхолокскому разлому. Разломы этой системы широко проявлены в кальдере; в частности, положение р. Шумной определяется одним из таких разломов. Тектонические нарушения северо-восточного направления, входящие в систему Восточно-Камчатского раз-

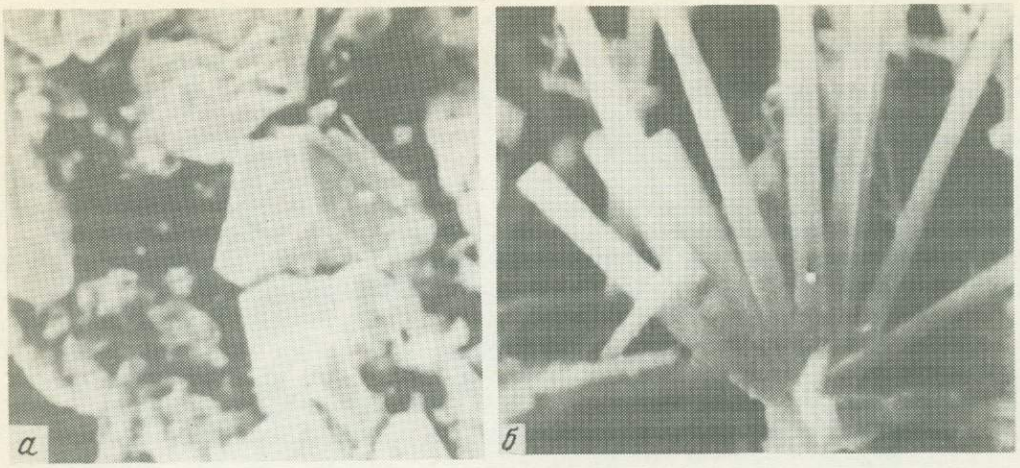


*Рис. 4.* **Выделения сульфидов ртути и сурьмы**
*а* — киноварь, увел. 800; *б* — антимонит, увел. 3000

лома, также оказывают влияние на развитие гидротермальной деятельности. На рис. 3 можно видеть, как поля развития гидротермально-измененных пород образуют "языки" в северо-восточном направлении.

Современная гидротермальная деятельность и сопровождающее гидротермальное изменение пород наиболее интенсивно проявлены в трех районах: Восточное термальное поле с тремя участками, район оз. Фумарольное и Западное поле (см. рис. 3, *I—III*); отмечается еще ряд более мелких термальных полей. Энергичное развитие гидротермального изменения пород, но уже вне современной гидротермальной деятельности наблюдается на горе Белой (северо-западный склон) Гидротермальные изменения на Узоне были детально описаны С.Ф. Главатских [6] и Г.А. Карповым [9]. С предложенной Г.А. Карповым классификацией метасоматитов Узона с выделением серии формаций трудно согласиться. Очевидно, все они принадлежат единой сольфатарно-аргиллизитовой формации (по Б.И. Омельяненко), а их разновидности следует рассматривать как фации.

Оруденение представлено преимущественно лишь мышьяковыми минералами — аурипигментом, реальгаром и скородитом; редки находки узонита, алакранита и парареальгара (В.И. и В.А. Поповы, А.В. Зотов и Л.М. Лебедев с соавторами). Реже встречается сурьмяная минерализация — антимонит. Единичны находки ртутных минералов — киновари, метациннабарита и самородной ртути. Характерные выделения киновари и антимонита приведены на рис. 4. Из других минералов широко развиты минералы железа — пирит, марказит и гематит, редко пирротин. Описаны находки галенита и сфалерита [10]. Кроме того, отмечаются ряд редких для Узона сульфидов, а также самородное золото, серебро, медь и цинк (С.Ф. Главатских в [6, 9]).

Киноварь в ассоциации с сульфидами мышьяка и сурьмы была впервые описана С.И. Набоко и С.Ф. Главатских. Однако ряд зерен, считавшихся киноварью, оказались гематитом. Первая дебаеграмма киновари получена в Институте вулканологии ДВНЦ СССР ([9], аналитик В.И. Васильченко), а метациннабарита — в ИГЕМ АН СССР (аналитик А.С. Анисимова). Киноварь Узона отличается исключительной стерильностью по сравнению с киноварью других районов современной гидротермальной деятельности (при чувствительности рентгеноспектрального микроанализа на MS-46 "Cameca") (табл. 1). Самородная ртуть встречается либо в ассоциации с киноварью, метациннабаритом, серой и пиритом [13], либо при отсутствии других минералов [9]. Рентге-

*Таблица 1*

**Содержание элементов-примесей (в %) в сульфидах ртути* из современных источников**

| Современные гидротермальные системы | Fe | Zn | Se | Другие элементы |
|---|---|---|---|---|
| Камчатка | | | | |
| Апапельские | 0,4 | 1,4 | Не обн. | |
| источники | 0,5 | 0,5 | " | |
| | 1,9 | 0,4 | " | |
| Кальдера Узон | Не обн. | Не обн. | " | As, Sb, Cd, Mn — не обн. |
| Мутновский вулкан | 0,17—0,23 | " | " | Cu, As, Sb, Tl — " |
| О-в Кунашир | | | | |
| Вулкан Менделеева | 0,07 | 0,04 | 0,1—2(0,5**) | Mn — 0,07 |
| Калифорния | | | | |
| Сульфур-Бэнк | Не обн. | Не обн. | 0,00003** | |
| Бойлинг | 0,2 | " | Не обн. | |
| | 0,2 | 0,1 | " | |
| | | 0,1 | " | |
| Амеди | 0,3 | Не обн. | " | |
| | 0,4 | 0,2 | " | |
| | 0,5 | 0,4 | " | |

*Киноварь; для Амеди — аморфный сульфид ртути.
**Химическое определение, аналитик В.Д. Сидельникова.

*Примечание.* Определения выполнены рентгеноспектральным микроанализом с электронным зондом; чувствительность определения элементов — в пределах сотых долей процента, аналитики Т.И. Голованова и И.П. Лапутина.

нограммы антимонита приведены в работах [13, 21], а реальгара и аурипигмента — в [6, 10].

Минералы мышьяка, сурьмы и ртути в основном развиты на двух участках — в Восточном термальном поле и IV озерке Фумарольного озера. Наиболее интересно Восточное термальное поле, где выделена ртутно-сурьмяно-мышьяковая рудная залежь (рис. 5,*а*). Температурная и гидрохимическая характеристики поля приведены на рис. 5,*б*. Рудная залежь расположена примерно параллельно поверхности на глубинах 0,1—0,8 м в глинисто-песчано-гравийных отложениях. Мощность ее в среднем 0,6 м. Снизу вверх наблюдается определенная минералогическая зональность: антимонит, реальгар, аурипигмент, скородит. Пирит и марказит отмечаются по всему разрезу. Редкие находки ртутных минералов — киновари ($HgS_{(к)}$) и метациннабарита ($HgS_{(м)}$) приурочены к зоне реальгар-аурипигментного оруденения (см. рис. 5,*а*). В этой же зоне обнаружены галенит, сфалерит и редкие минералы мышьяка. Рудная залежь перекрыта глинистыми отложениями и гейзеритовыми корами. Известны находки киновари и самородной ртути в Восточном термальном поле и за пределами рудной залежи (см. рис. 5,*а*).

Ртуть в повышенных концентрациях присутствует на всех термальных полях кальдеры Узон. В их пределах не встречаются породы с кларковым содержанием ртути. Она наиболее отчетливо трассирует главную для кальдеры рудоконтролирующую тектоническую зону запад—северо-западного простирания (к которой приурочены наиболее интенсивные термоаномалии и парогидротермы), а также поперечные к ней северо-восточные нарушения. Эти две системы нарушений хорошо выделяются и по аномалиям ртути в приземной атмосфере. Один из газортутных профилей приведен на рис. 3,*б*. Особо следует указать, что

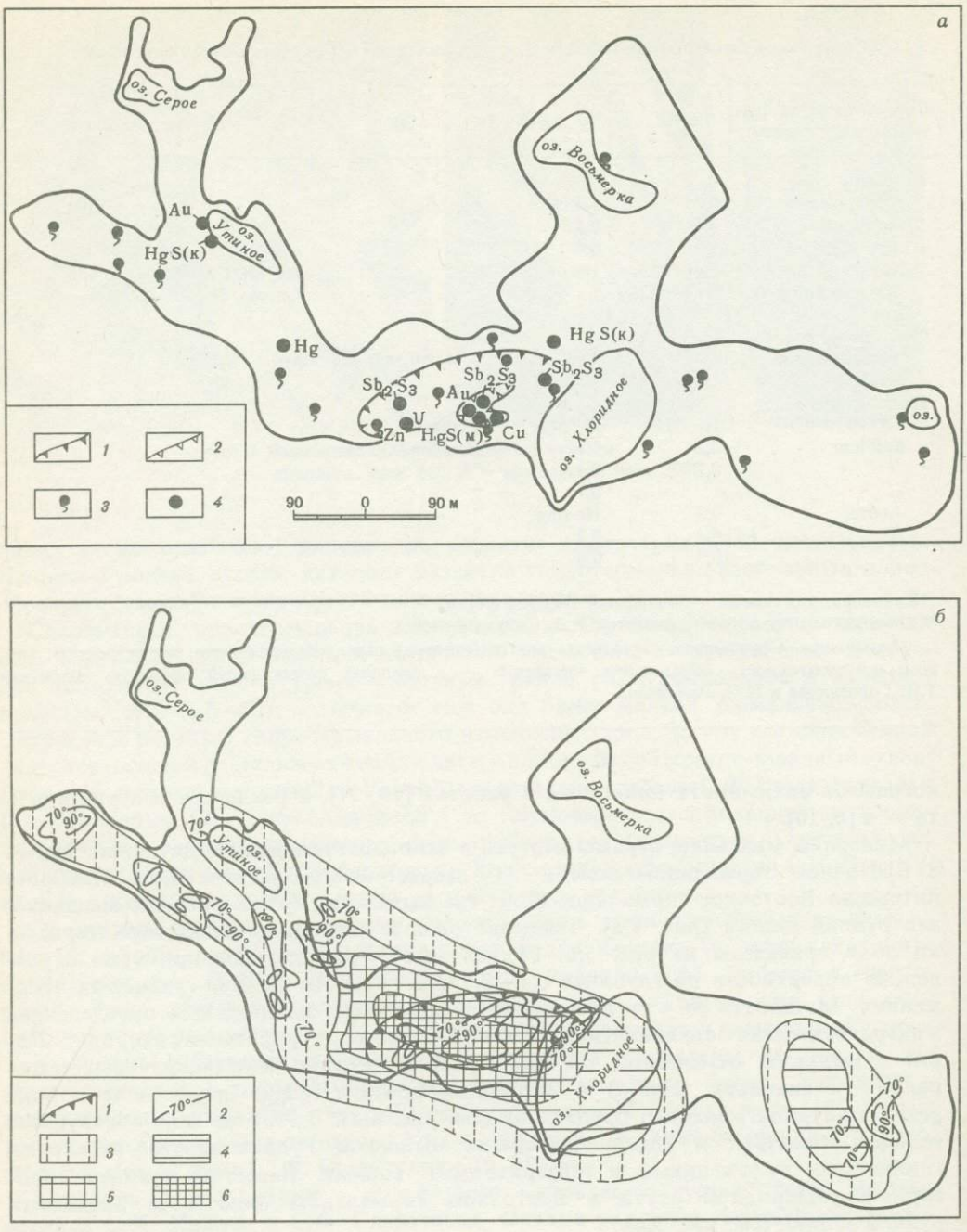
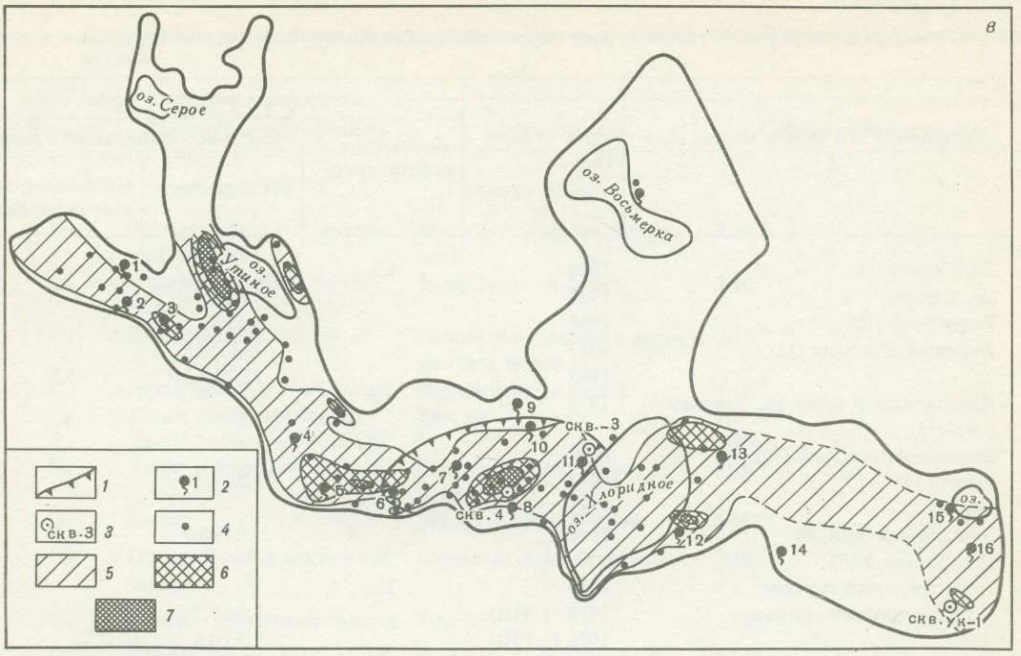


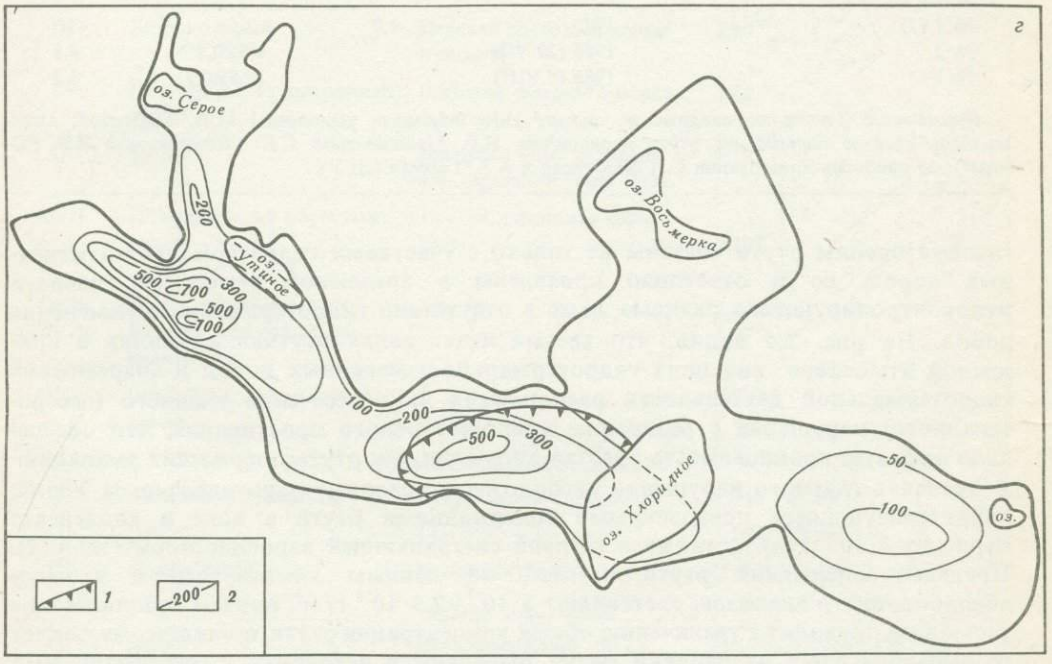

*Рис. 5.* **Восточное термальное поле кальдеры Узон**

*а* — схема размещения рудной минерализации: *1* — площадь развития ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации (рудная залежь); *2* — зона преимущественного развития реальгара и антимонита; *3* — термальные источники; *4* — участки обнаружения рудных минералов

*б* — термометрическая и гидрохимическая схемы: *1* — контур рудной залежи; *2* — изотермы по замерам *T*, °С на глубине 0,5 м; *3—6* — зоны разгрузки термальных вод с содержанием хлора по источникам (в мг/л): *3* — 100—500, *4* — 500—1000, *5* — 1000—1500, *6* — 1500 и выше

*в* — схема распределения концентраций ртути в гидротермально-измененных породах: *1* — контур рудной залежи; *2* — термальные источники (1 — Серный, 2 — Пульсирующий, 3 — Ната-2, 4 — Ната-1,




5 — Бурлящий, 6 — Центральный, 7 — Оранжевый, 8 — Аурипигментный, 9 — Рыжий, 10 — Экспериментальный, 11 — на юго-западном берегу оз. Хлоридного, 12 — Тройка, 13 — Парящий Сапожок, 14 — Термофильный, 15 — Радоновый, 16 — оз. Серное); *3* — опробованные скважины; *4* — точки опробования пород на поверхности; *5—7* — площади развития ртутных аномалий с содержанием ртути (в %): *5* — $n \cdot 10^{-4}$, *6* — $n \cdot 10^{-3}$, *7* — $n \cdot 10^{-2}$

*г* — схема распределения содержаний радона в спонтанных газах термальных источников: *1* — контур рудной залежи; *2* — изолинии концентраций радона (в $10^{-10}$ Ки/л) (по данным А.М. Чиркова, см. [6])

*Таблица 2*

**Содержание ртути в газовой фазе термальных источников Восточного термального поля**

| Источник и его номер на рис. 5, *в* | Дата отбора, год | Содержание ртути, $10^{-6}$ г/м$^3$ | | |
|---|---|---|---|---|
| | | химическое определение | атомно-абсорбционный анализ | |
| | | | без термолиза | добавление за счет термолиза |
| Оз. Серное (16) | 1980 | 1,5 | | |
| Оз. Банное, | 1987 | | 0,8±0,2 | |
| Радоновый (15) | 1988 | | 0,5±0,2 | |
| Парящий Сапожок (13) | 1987 | | 15,5±0,5 | |
| | 1988 | | 22,2±0,5 | 5,9 |
| Юго-западный берег оз. Хлоридного (11) | 1970 | 1,0 | | |
| Экспериментальный (10) | 1980 | 18 | | |
| Рыжий (9) | 1987 | | 2,0±0,5 | |
| Скв. 4 | 1980 | 22 | | |
| Аурипигментный (8) | 1988 | | 15,6±0,7 | 6,0 |
| Центральный (6) | | | | |
| центральный грифон | 1970 | 25 | | |
| периферийный грифон | 1988 (1.VIII) | | 5,6±0,7 | |
| | 1988 (3.VIII) | | 5,5±0,5 | |
| Бурляший (5) | 1988 | | 0,2±0,1 | 0,6 |
| Участок Ната-2 | | | | |
| № 1 (3) | 1970 | 1,0 | | |
| № 2 | 1988 (29.VII) | | 8,3±0,7 | 4,5 |
| № 2 | 1988 (5.VIII) | | 10,5±0,7 | 5,5 |

*Примечание.* Химические анализы по методу Н.Х. Айдиньян выполнены М.А. Груздевой; атомно-абсорбционное определение ртути проводились Н.Р. Машьяновым, С.Е. Шолуповым и В.В. Рыжовым на приборах конструкции С.Е. Шолупова и А.А. Ганеева (ЛГУ).

газовые ореолы ртути связаны не только с участками гидротермально-измененных пород, но и отчетливо проявлены в приземной атмосфере главного рудоконтролирующего разлома даже в отсутствии гидротермального изменения пород. На рис. 3,*б* видно, что весьма интенсивная ртутная аномалия в приземной атмосфере[1] вне поля гидротермально-измененных пород и современной гидротермальной деятельности расположена на пересечении главного (северо-западного) нарушения с разломом северо-восточного простирания, что обеспечило высокую проницаемость участка аномалии для ртутьсодержащих эманаций. В пределах главного нарушения расположены основные парогидротермы Узона, характеризующиеся повышенными содержаниями ртути в воде и конденсате пара (до $3 \cdot 10^{-6}$ г/л), а также в газовой составляющей парогидротерм (табл. 2). Пределы содержаний ртути в газе, по данным химического и атомно-абсорбционного анализов, составляют $5 \cdot 10^{-7} - 2{,}5 \cdot 10^{-5}$ г/м$^3$, причем использование термолиза приводит к увеличению общей концентрации ртути, по-видимому, за счет ее высвобождения из паровой фазы. Выделяются источники с максимальными ($n \cdot 10^{-5}$ г/м$^3$) содержаниями ртути в газе — скв. 4, источники Экспериментальный, Аурипигментный, Центральный, Ната; в некоторых из них обнаружены ртутные минералы (см. рис. 5,*а, в*). В газе ряда источников установлены сурьма и мышьяк

[1] Эти исследования проводились совместно с С.Е. Шолуповым, В.В. Рыжовым (ЛГУ) и Ю.А. Афанасьевым (ПГО "Аэрогеология").

*Таблица 3*

**Содержание ртути в лавах Узон-Семячинской вулкано-тектонической структуры и Карымского вулкана**

| Возраст | Характеристика образца | Место отбора | Содержание ртути, % |
|---|---|---|---|
| | | **Кальдера Узон** | |
| $Q_4$ | Андезито-базальт массивный черный | Маар (оз. Дальнее, островок) | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Андезито-базальт пористый | Маар (южный борт) | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит массивный серый | Основание северного склона горы Белой | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит кавернозный серый | Вершина горы Белой | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит пористый белый | Там же | $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит туфовидный белый | " | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит массивный черный | Шток у вершины горы Белой | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_4$ | Дацит | Экструзия горы Белой | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| $Q_3^4$ | Плагиобазальт массивный черный | Северный борт кальдеры | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^4$ | Базальт массивный черный | Там же | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^4$ | Плагиобальзат массивный красноватый | Вершина сопки Красной | $7 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^4$ | Базальт серый | Перевал восточнее сопки Красной | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^4$ | Плагиобазальт массивный серый | Вершина северного борта кальдеры | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^3(?)$ | То же | Западный борт кальдеры под вершиной горы Узон | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| $Q_3^3(?)$ | Плагиобазальт пористый серый | Там же, подножье горы Узон | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^3(?)$ | То же, красный | Там же | $2{,}5 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^3(?)$ | Базальт массивный красноватый | " | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| $Q_3^3(?)$ | Шлак базальта красноватый | " | $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ |
| | | **Вулкан Большой Семячик** | |
| $Q_3^4$ | Андезиты и базальты | Центральная постройка | $1{,}5 \cdot 10^{-5}$ (3 пр.) |
| $Q_4$ | Дациты | Там же | $1{,}5 \cdot 10^{-5}$ (2 пр.) |
| $Q_3^4$ | Игнимбриты | Игнимбритовое плато | $(5 \cdot 10^{-6}—1) \cdot 10^{-5}$ (7 пр.) |
| | | **Вулкан Карымский** | |
| $Q_4$ | Дацит | Лава извержения 1962 г. | $(2 \cdot 10^{-6}—1{,}2) \cdot 10^{-5}$ (24 пр.) |

(определения выполнены А.П. Добряковым и А.С. Духаниным на спектрометре AAS-1100, США):

| | Сурьма | Мышьяк, г/м$^3$ |
|---|---|---|
| Бурлящий | $1{,}3 \cdot 10^{-5}$ | $9{,}4 \cdot 10^{-5}$ |
| Оз. Банное, Радоновый | $2{,}0 \cdot 10^{-6}$ | $7{,}2 \cdot 10^{-6}$ |
| Участок Ната | $1{,}7 \cdot 10^{-6}$ | $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ |

Наиболее высокие их концентрации, как и для ртути, зафиксированы на центральном и западном участках Восточного термального поля (источники Бурлящий и Ната) и наименьшие — на восточном (оз. Банное, источник Радоновый).

Литохимические ореолы ртути отчетливо связаны с гидротермально-измененными породами, хотя наблюдаются и исключения. Неизмененные вулканические породы в регионе — в пределах Узон-Семячинской вулкано-тектонической структуры и Карымского вулкана — содержат лишь кларковые содержания ртути независимо от возраста и состава (табл. 3, см. рис. 2). Обогащение этих пород до $1 \cdot 10^{-5}$%, по-видимому, связано с наложенной ртутью, проявляющейся по зонам тектонических нарушений. Таково, к примеру, происхождение ртути в плагиобазальтах западного борта кальдера Узон, расположенных в зоне главного, северо-западного, тектонического нарушения кальдеры. В то же время все без исключения гидротермально-измененные породы Узона (более 160 анализов) характеризуются повышенными концентрациями ртути.

Наиболее широким развитием литохимических ореолов ртути характеризуется Восточное поле (см. рис. 5, *в*). При этом на общем фоне повышенных содержаний выделяются два участка с еще более высокими ее концентрациями — центральная часть рудной залежи и район оз. Утиного. Это обусловлено тем, что они приурочены к узлам пересечения главной тектонической линии с поперечными разломами северо-восточного простирания; поперечные разломы проявлены в виде северо-восточных ответвлений в конфигурации Восточного термального поля (см. рис. 5, *а—г*). Максимальные значения содержаний ртути в этих участках достигают сотых долей процента. В них установлены сульфиды ртути. В районе оз. Утиного они обнаружены в результате литохимической ртутной съемки; на участке с высокими концентрациями ртути в ореолах в протолочных пробах была выявлена киноварь (см. рис. 5, *а*).

В пределах рудной залежи установлены также площадные ореолы обогащения мышьяком и сурьмой, особенно интенсивные по мышьяку. Подавляющая часть проб содержит 0,*n*, реже 0,0*n*% мышьяка. По сурьме ореолы более локальны и приурочены в основном к внутренней зоне рудной залежи с преимущественным развитием антимонита и реальгара (см. рис. 5, *а*); содержание сурьмы — $n \cdot 10^{-3}$—$n \cdot 10^{-2}$%, в единичных пробах отмечается 0,*n*%.

Анализ распределения ртути в различных типах гидротермально-измененных пород в пределах Восточного термального поля показал, что в опалитах и опал-каолинитовых породах максимум числа проб в гистограммах приурочен к концентрациям $10^{-3}$–$10^{-3}$%, а в опал-монтмориллонитовых породах — к $10^{-4}$—$10^{-2}$% (рис. 6).

Обратимся к рассмотрению ртутоносности минералов. В табл. 4 приведены данные по различным рудным и нерудным гидротермальным минералам для Узон-Семячинской вулкано-тектонической структуры. Обращает на себя внимание, что наиболее высокие концентрации ртути (0,0*n*—0,1%) как в рудных минералах (пирите и реальгаре), так и в нерудных (сере) отмечаются на всех трех участках Восточного термального поля и в районе Фумарольного озера кальдеры Узон. В Долине Гейзеров порядок концентраций ниже, а на Большом Семячике еще меньше. Это согласуется с общим уровнем ртутоносности рассматриваемых объектов и степенью развития ртутной минерализации: наличие ее на

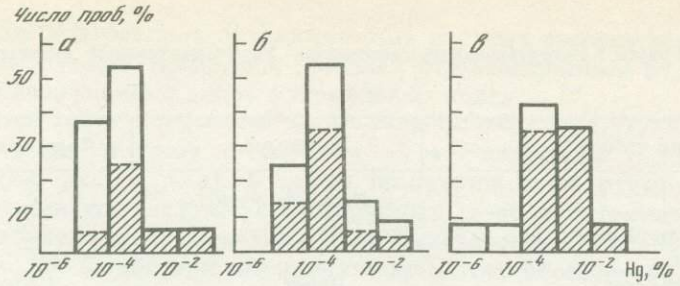



*Рис. 6.* **Гистограммы содержаний ртути в гидротермально-измененных породах Восточного термального поля кальдеры Узон**

*а* — опалиты; *б* — опал-каолинитовые; *в* — опал-монтмориллонитовые породы (104 пробы); заштрихованы участки, относящиеся к реальгар- и аурипигментсодержащим (*а*) и пиритсодержащим (*б, в*) разновидностям

Узоне, только единичная находка киновари в Верхне-Гейзерном поле Долины Гейзеров и отсутствие проявлений ртути на Большом Семячике[2].

Сопоставление данных о ртутоносности минералов и гидротермально-измененных пород Восточного термального поля Узона показывает, что в опал-монтмориллонитовых породах повышенная ртутоносность в основном обеспечивается за счет повышенных содержаний ртути в пиритах, а в опалитах и опал-каолинитовых породах — лишь частично за счет ртути, связанной с реальгаром, аурипигментом и пиритом, значительная ее часть обязана сорбированной ртути (см. рис. 6).

Заканчивая описание ртутоносности гидротермальных образований Узона, следует подчеркнуть преемственность ртутной специализации на всех стадиях фумарольно-гидротермальной деятельности. В этом отношении нельзя согласиться с выводами Г.А. Карпова, что "стадия фумарольно-сольфатарной деятельности в кальдере Узон не привела к обогащению гидротермально-измененных пород ртутью" [9, с. 76]. Серные бугры на восточном участке Восточного термального поля, которые, как полагает Г.А. Карпов, образованы в фумарольную стадию, содержат очень высокие концентрации ртути (первые десятые доли процента, см. табл. 4). Сольфатарная стадия, проявившаяся на северо-западном склоне горы Белой, также характеризуется повышенной ртутоностью в измененных породах ($n \cdot 10^{-5}$—$n \cdot 10^{-4}$%). Таким образом, фумарольно-сольфатарная стадия приводит к заметному обогащению пород ртутью. Это согласуется с ранее полученными материалами по другим термальным полям Курило-Камчатской вулканической зоны, в том числе ртутоносным (вулкан Менделеева) [2, 17, 25]. Гидротермальная деятельность в случае, если она проявляется вслед за фумарольной, наследует ртутную специализацию.

Ртутоносность Восточного термального поля в общем коррелируется с температурной зональностью и составом растворов. По заключению Г.Ф. Пилипенко [6, 23], наиболее детально изучавшей гидротермальную деятельность кальдеры Узон, основными рудообразующими растворами являются высокотемпературные хлоридно-натриевые растворы, все остальные типы вод (сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и гидрокарбонатные) — продукты приповерхностной их дифференциации. Как следует из сопоставления рис. 5, *б* и *в*, площади раз-

[2] Киноварь в Долине Гейзеров установлена О.Ф. Кардановой, подтверждена рентгенометрически. Предполагаемые как киноварь образования на Большом Семячике при рентгеновском исследовании оказались гематитом.

*Таблица 4*

**Содержание ртути в гидротермальных минералах Узон-Семячинской вулкано-тектонической структуры**

| Место отбора | Минерал | Содержание ртути, % |
|---|---|---|
| | **Кальдера Узон** | |
| *Восточное термальное поле* | | |
| Восточный участок | | |
| северо-восточный берег оз. Банное | Пирит | $1{,}2 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $4{,}4 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | $4{,}6 \cdot 10^{-2}$ |
| Серные бугры | Сера коллоидальная | 0,1 |
| | " | 0,13 |
| Центральный участок | Реальгар | $1{,}9 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $2 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $2 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $4 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $8{,}8 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $1 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | $1 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | $8 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | 0,1 |
| | Аурипигмент | $2 \cdot 10^{-3}$ |
| | Пирит | $1{,}2 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | $2{,}3 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | $8{,}5 \cdot 10^{-2}$ |
| | " | 0,1 |
| юго-западная часть Хлоридного озера (дно) | Карбонат | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| Западный участок, руч. Мишин | Пирит | $3 \cdot 10^{-2}$ |
| *Район Фумарольного озера* | | |
| Берег озера | " | $1 \cdot 10^{-2}$ |
| Тростниковый участок | " | $1{,}2 \cdot 10^{-2}$ |
| IV озерко | " | $1{,}4 \cdot 10^{-2}$ |
| Термальная площадка | " | $1{,}5 \cdot 10^{-2}$ |
| | **Долина Гейзеров** | |
| Жемчужный гейзер | Гейзерит | $2 \cdot 10^{-6}$ |
| Тройной гейзер | " | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| | " | $5 \cdot 10^{-3}$ |
| | " | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| Первенец | " | $7{,}5 \cdot 10^{-6}$ |
| Без привязки | Пирит | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| | Гейзерит | $6 \cdot 10^{-6}$ |
| | " | $6 \cdot 10^{-6}$ |
| | " | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| | **Большой Семячик** | |
| *Центральный Семячик* | Пирит | $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ |
| | " | $7{,}5 \cdot 10^{-4}$ |
| Черный котел (дно) | " | $7{,}5 \cdot 10^{-4}$ |
| Вулкан Бурлящий | Гематит | $7{,}5 \cdot 10^{-4}$ |

вития наиболее контрастных литохимических ртутных ореолов характеризуются повышенными температурами, а в пределах ртутьсодержащей рудной залежи и высокими концентрациями хлора в термальных водах.

Наблюдается также корреляция повышенных содержаний ртути — в породах, термальных водах и газах с радоном — в спонтанных газах термальных источников (см. рис. 5, *в, г*). В целом намечается связь ртути и с углеводородами: проявлениями нефти, углеводородных газов и битуминозных веществ в породах (по данным Н.А. Озеровой и Ю.И. Пиковского). Эти корреляции не могут свидетельствовать о генетическом родстве всех этих образований, они обусловлены едиными структурными условиями их проявления — приуроченностью к рудоконтролирующей зоне северо-западных нарушений, принадлежащей в региональном плане Утхолокскому глубинному разлому.

О масштабах накопления ртути. Подсчеты, проведенные для Восточного термального поля кальдеры Узон, показали, что запасы ртути по площадям с содержаниями в гидротермально-измененных породах в сотые, тысячные и десятитысячные доли процента составляют примерно по 2 т; всего около 6 т. При самых оптимальных оценках, если мы примем во внимание также небольшие поля гидротермально-измененных пород и предположим возможность существования невскрытой ртутной минерализации в кальдере и соответственно утроим полученную величину, то общие запасы ртути не будут превышать 20 т (приведенные Г.А. Карповым [9] запасы в 200 т сильно завышены). Оценка в несколько тонн была сделана нами ранее для вулкана Менделеева.

Таким образом, эти две термальные системы — кальдеру Узон и вулкан Менделеева — следует рассматривать как рудогенерирующие и формирующие не спорадическую ртутьсодержащую минерализацию, а оруденение. В описанных раннее Апапельских термах [17] рудный процесс продолжается со времени образования ртутных месторождений Срединного хребта Камчатки, при этом формируется поверхностный, травертиновый тип ртутной минерализации. Если рассмотреть ртутьсодержащие термальные системы в генетическом плане, то вулканы Менделеева и Мутновский следует отнести к сольфатарному типу формирования ртутной минерализации, Узонскую кальдеру — к гидротермальному, наследующему сольфатарную стадию, а Апапельские и Киреунские термы — к типичным низкотемпературным гидротермальным системам.

Геохимический облик ртутной и ртутьсодержащей минерализации в Курило-Камчатской зоне определяется триадой элементов ртуть—сурьма—мышьяк, а также железом, проявленными в различной степени на разных объектах. Ртуть является профилирующим элементом, определяющим металлогеническую специализацию современных рудных образований и их палеоаналогов в Срединно-Камчатской ртутной зоне; развитие сурьмы здесь подавлено. Резко подчиненное значение имеют медь, свинец, цинк. Спорадически отмечаются золото и серебро. В частности, единичные мелкие выделения золота наблюдались на вулкане Менделеева и в кальдере Узон (см. рис. 5, *а*). В различных типах опалитов на Восточном термальном поле и в IV озерке Фумарольного озера кальдеры Узон, т.е. в участках проявления ртутьсодержащей минерализации, концентрация золота составляет 0,01—0,03 г/т[3]; более высокие содержания указывали Г.А. Карпов и А.Л. Павлов (1974 г.) для пропилитовых пород: золота — до 2 г/т и серебра — до 0,4 г/т. Из других благородных металлов в близкларковых содержаниях зафиксирован палладий — 0,001—0,003 г/т[3] (Восточное термальное поле Узона). Селен типоморфный элемент некоторых ртутных провинций мира — для современных ртутных проявлений Курило-Камчатской провинции в общем не характерен, за исключением вулкана Менделеева (см. табл. 1).

[3] Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитики Г.Е. Белоусов и Е.Н. Корина.

На вулкане Менделеева установлены высокие его содержания в киновари: 0,55% — по химическому анализу [19] и 2% — по данным рентгеноспектрального микроанализа (Озерова и др., 1974 г.). Позднее на вулкане Менделеева был обнаружен онофрит с содержанием селена до 12% (И.Б. Никитина, В.Д. Сидельникова, 1988 г.). Среди радиоактивных элементов отмечаются повышенные количества радона — в спонтанных газах термальных источников Узона (А.М. Чирков, см. [6]) и небольшое превышение над кларком урана [1].

При обсуждении источников рудного вещества и природы рудообразующих растворов Курило-Камчатской провинции следует отметить следующее. Геолого-геохимический материал, имеющийся в нашем распоряжении, не дает оснований предполагать заимствование ртути из вмещающих пород, как считают некоторые исследователи [30]. Ртуть в гидротермальных системах, по представлениям одного из авторов [15], обязана ртутной дегазации Земли. Совместно с другими летучими она выделяется по зонам глубинных разломов как продукт дегазации глубоких частей планеты.

Ртутная дегазация может быть сопряжена с вулканическими процессами или проявляться вне связи с ними [16]. Здесь следует напомнить работу В.В. Аверьева (1966 г.) по современным гидротермальным системам в вулканических областях. Он пришел к выводу о существовании восходящего горячего флюида, генерация которого не связана с вулканизмом, а является порождением самостоятельного и более глубинного процесса. Именно с этими флюидами, по-видимому, происходит миграция ртути. В этом плане приуроченность ртутоносных гидротермальных систем Камчатки к узлам пересечения глубинных разломов мантийного заложения как к наиболее проницаемым участкам и более широкое развитие литохимических аномалий ртути по зонам глубинных разломов, чем проявление вулканизма, согласуются с представлениями о ртутной дегазации в пределах Курило-Камчатской подвижной зоны.

Мантийный уровень дегазации ртути в этой провинции следует как из данных о глубинах заложения ртутьконтролирующих разломов, так и из результатов специального изучения, проведенного для Мутновского блока Камчатки (вулкана Мутновский и Горелый), по выявлению взаимосвязи между сейсмической активностью (мантийные глубины 70—300 км), вулканической деятельностью и интенсификацией поступления ртутьсодержащих флюидов [22]. Важны также данные по взаимосвязи ртути с "мантийным" гелием. Таких данных немного, но они весьма информативны. Исследования А.М. Рожкова [24], Э.М. Прасолова, Б.Г. Поляка и Л.И. Каменского показали, что высокие отношения $^3He/^4He$, близкие мантийному, отмечаются в пределах Восточной Камчатки в трех геотермальных районах — Узон-Гейзерном, Мутновском и Паужетско-Кошелевском, включающем Южно-Камбальные термы (см. рис. 1). Именно в этих районах зафиксированы высокие концентрации ртути в парогазовых струях, гидротермально-измененных породах и осадках с образованием собственных минералов ртути. Повышенные отношения $^3He/^4He$ отмечены и на вулкане Менделеева (И.Н. Толстихин, Б.А. Мамырин, Е.А. Басков и др., 1972 г.), где формируется ртутное оруденение.

Ртутная дегазация в пределах Курило-Камчатской подвижной зоны продолжается и в настоящее время. Не останавливаясь на тех материалах, которые были ранее изложены в работах одного из авторов (Н.А. Озеровой), приведем новые данные по этому вопросу. Ртутные аномалии выявлены в приземной атмосфере в районе кальдеры Узон при пешеходном профилировании (один из таких профилей приведен на рис. 3, *б*) и при полетах на мотодельтаплане над этой кальдерой. Они частично формируются за счет газовой фазы термальных источников (см. табл. 2), а также проявляются по северо-западному рудоконтролирующему нарушению, принадлежащему Утхолокскому глубинному разлому, и при отсутствии современной гидротермальной

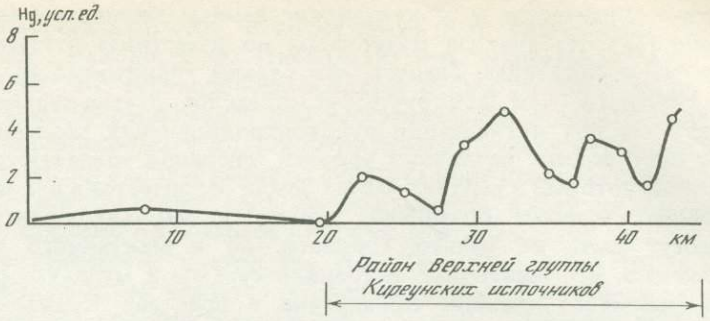



*Рис. 7.* **График распределения ртути в приземной атмосфере по профилю вдоль р. Киревна через район Киреунских источников (съемка с вертолета)**

деятельности и гидротермального изменения пород. Газортутные аномалии обнаружены также при исследовании на вертолете вдоль зоны северо-западных тектонических нарушений, контролирующих размещение Киреунских (рис. 7) и Двухюрточных источников.

Кроме того, газортутные ореолы установлены в приводной части Курило-Камчатской подвижной зоны (см. рис. 1). Здесь следует указать на данные по содержанию ртути в атмосфере над морской поверхностью в прибрежной акватории Тихого океана [7]. Сопоставление этих данных с тектоническим планом территории показало, что ртутные аномалии в шельфовой зоне трассируют северо-западные глубинные разломы, которые в пределах континентальной части Камчатки отчетливо ртутоносны. Таковы северо-западные разломы, контролирующие размещение упомянутых Двухюрточных и Киреунских источников, Апапельских, Узонских и др. В последнее время установлен еще один район ртутных аномалий в приводной атмосфере в пределах Курильской части подвижной зоны — северо-западнее о-ва Парамушир (Н.Р. Машьянов и А.А. Ганеев). Эти аномалии обнаружены при профилировании с судна над газопроявлением на дне Охотского моря, газирующим на поверхности воды метаном (до 95 об.%) и углекислым газом.

Все эти данные в совокупности с ранее известными отчетливо демонстрируют, по нашему мнению, наличие современной ртутной дегазации в пределах Курило-Камчатской подвижной зоны. С этим согласуются данные о формах переноса ртути в высокотемпературных условиях. Физико-химический и термодинамический анализ возможных неорганических форм ртути в гидротермальных растворах [28, 31] и качественное рассмотрение известных данных по искусственным ртутьорганическим соединениям, существование которых можно предполагать в природных условиях [16], позволяют при обсуждении форм переноса ртути мантийными флюидами отдать предпочтение атомарной ртути. В земной коре эти флюиды вступают во взаимодействие с подземными водами. В дальнейшем в пределах вулканических построек они подвергаются дифференциации, испарению, смешению с грунтовыми водами, и в зависимости от состава растворов формы нахождения ртути будут различными: атомарная растворенная форма, гидросульфидный и хлоридные комплексы ([28, 31], И.Л. Ходаковский, М.Я. Попова, Н.А. Озерова, 1977 г.).

Что касается других главных составляющих современной ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации — сурьмы и мышьяка, то здесь вопрос более сложен, чем для ртути. С одной стороны, проявление триады ртуть—сурьма—мышьяк (что послужило в свое время В.И. Смирнову основанием для выделения ртутно-сурьмяно-мышьяковой формации) наводит на мысль о возможном их генетическом единстве, а с другой стороны, появившиеся в последние годы

новые геолого-геофизические и геохимические данные заставляют пересмотреть эту концепцию [18]. Из анализа материалов по известным ртутно-сурьмяным и сурьмяным месторождениям следует, что сурьма гранитофильна, а ее источники менее глубинны, чем для ртути; комплексное ртутно-сурьмяное оруденение формируется при активизации рудоконтролирующих разломов, и ртуть и сурьма как производные различных уровней генерации вовлекаются в единый флюидный поток, который в верхних частях Земли реализуется в рудообразующие гидротермальные системы. Возможно, сурьма и мышьяк полигенны и их источники могут быть не только корового, но и мантийного происхождения. Не исключено, что мантийные источники сурьмы и мышьяка реализуются в сурьму- и мышьяксодержащие проявления в пределах Курило-Камчатской провинции, в том числе и на Узоне; но это лишь предположение, требующее дальнейшего глубокого изучения.

Не вызывает сомнений источник железа в ртутьсодержащих проявлениях Курило-Камчатской провинции. Оно выносится при опализации вулканогенных пород и далее высаживается сероводородом с образованием сульфидов железа, в основном пирита и марказита (С.И. Набоко, Г.М. Власов, В.Л. Русинов, В.П. Логинов и др.).

В отношении элементов-примесей — меди, свинца, цинка и др. — можно сказать следующее. На примере ртутноколчеданной залежи вулкана Менделеева было четко показано заимствование меди из вмещающих пород с соответствующим обеднением ею гидротермально-измененных пород, обогащением колчеданных руд и образованием собственных минералов меди [19]. Для свинца и цинка существенного перераспределения в гидротермальном процессе не наблюдается, но это не исключает возможности появления повышенных концентраций этих элементов и единичных находок собственных минералов за счет заимствования из вмещающих пород. Таково же, вероятно, происхождение золота и серебра. Появление урана и радона на Узоне [1, 6], по-видимому, обязано очагу кислой магмы, существующему на небольшой глубине.

Рассмотрению источников серы в современных ртутьсодержащих образованиях следует предпослать краткое изложение ситуации по ртутно-сурьмяным месторождениям. Многолетние исследования (Н.А. Озерова, В.И. Виноградов), основанные на анализе региональной позиции ртутных провинций, реконструкции гидрогеологической обстановки рудообразования и широком привлечении изотопного анализа серы, позволили прийти к заключению об определяющей роли коровых источников серы в формировании разнотипного ртутного оруденения [5, 16][4]. При этом нельзя исключать мантийный источник серы в ртутном рудообразовании вообще, особенно если изотопный состав серы соответствует метеоритному стандарту, однако во всех изученных подобных случаях он может быть логично объяснен с позиции корового ее происхождения. Такое исследование было выполнено и для ртутьсодержащих современных гидротермальных систем Курило-Камчатской подвижной зоны — Апапельских и Двухюрточных источников, вулкана Менделеева, кальдеры Узон ([16, 21, 32], Н.А. Озерова, Н.Х. Айдиньян, В.И. Виноградов, 1967 г.; С.И. Набоко, Г.Ф. Пилипенко, В.И. Виноградов, 1974 г.); полученные результаты не противоречили заключению об определяющей роли коровых источников серы.

Следует указать, что не все исследователи придерживаются этой концепции применительно к современным рудным новообразованиям Курило-Камчатской провинции. Так, С.И. Набоко [6] и Г.А. Карпов [9] на основании близости изотопного состава серы сульфидов кальдеры Узон метеоритному стандарту полагают, что ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение кальдеры имеет своим

[4] При употреблении термина "коровая" сера имеется в виду та ее часть, которая связана с осадочной оболочкой Земли.

источником мантийную серу. В то же время В.И. Виноградов еще 20 лет назад ([21, 32], С.И. Набоко, Г.Ф. Пилипенко, В.И. Виноградов, 1974 г.) высказал предположение, что сероводород, который пошел на образование сульфидов в кальдере Узон, сформировался при восстановлении сульфатов морского происхождения, захороненных в толще палеогеновых вулканогенно-осадочных пород (богачевская свита), наличие которых гипотетически предполагалось под кальдерой на глубине. Эта свита выходит на поверхность в районе Кроноцкого полуострова, где известно Богачевское нефтяное месторождение.

Новые тектонические построения В.А. Ермакова и др. [8] и выделение на их основе Жупановской нефтегазоносной впадины в структурах региона является дополнительным хорошим аргументом в пользу концепции В.И. Виноградова. В свете этих данных в образовании ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения кальдеры Узон, сформировавшейся в борту Жупановской впадины (см. рис. 2), можно более определенно предполагать участие сульфатсодержащих нефтяных вод палеогеновых отложений. При таком рассмотрении гипотеза о поступлении нефтепродуктов из нефтегазоносных осадочных пород Жупановской впадины в кальдеру Узон предпочтительнее, чем концепция о неорганическом происхождении нефти в вулканических очагах. Известно [4], что узонская нефть в общем близка по составу нефтям Богачевского месторождения (та же вмещающая палеогеновая толща вулканогенно-осадочных пород, что и в Жупановской впадине), но заметно отличается по содержаниям ртути: если в первом случае они составляют $4{,}8 \cdot 10^{-6}$—$1 \cdot 10^{-5}$%, то во втором — не превышает $4 \cdot 10^{-6}$% [16]. Повышенные концентрации ртути в нефтях кальдеры Узон обусловлены, как и для оруденения в целом, приуроченностью кальдеры к активной зоне глубинных разломов (см. рис. 2), обеспечивающих ее ртутоносность.

О природе рудообразующих растворов, формирующих современную ртутно-сурьмяно-мышьяковую минерализацию. Уже результаты исследования источников серы позволили установить в противовес существовавшим представлениям широкое участие вод осадочной оболочки Земли в ртутно-сурьмяно-мышьяковом рудообразовании вообще, в том числе и в современном. В настоящее время проводятся детальные исследования по выявлению природы рудообразующих растворов современных гидротермальных систем, которые дают все новые аргументы в пользу широкого участия вод земной коры в рудообразовании. В обобщающей работе Ю.А. Тарана [29] показано, что основу современных гидротермальных систем Камчатки составляют метеорные или морские воды.

В заключение проведем некоторые аналогии изученным гидротермальным системам с ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализацией. Близкими аналогами кальдере Узон могут служить термальное поле Вайотапу в Новой Зеландии и вулкан Сольфатара в Италии; есть определенное сходство и с геотермальным районом Нгава Спрингс в Новой Зеландии. Ассоциация ртути и радона, проявляющаяся по зонам тектонических нарушений, роднит Узон с кальдерами Масайя в Никарагуа и Лонг Валлей в Калифорнии. Из других объектов близкими кальдере Узон являются месторождения Алшар в Югославии и Макдермитт в США. В последнем ярко выражена ассоциация ртутного и уранового с молибденом оруденения. На Узоне также проявлены уран и в меньшей мере молибден, но здесь эта ассоциация угнетенная по сравнению с месторождением Макдермитт.

Аналогом ртутноколчеданной залежи вулкана Менделеева является месторождение Матсуо в Японии, образовавшееся на склонах действующего вулкана. Его формирование, как и на вулкане Менделеева, связано с вулканической деятельностью, но происходило несколько ранее — между верхним плиоценом и плейстоценом. По запасам серы, колчеданов и ртути оно значительно более крупное, поскольку процесс рудообразования там практически закончился, а на вулкане Менделеева находится в стадии становления.

Для Апапельских источников, которые следует рассматривать в единой системе с прилегающими Апапельским и Чемпуринским месторождениями, такими аналогами являются ряд ртутных месторождений восточной (американской) ветви Тихоокеанского ртутного пояса — современные термальные источники и месторождения Сульфур-Бэнк и др. И только для новообразований Двухюрточных источников — ртуть- и мышьяксодержащих пиритов — не известны аналоги ни среди современных образований, ни среди древних. Мышьяксодержащие пириты без ртути известны; например, они описаны в Третьяковских термальных источниках на о-ве Кунашир (As до 2,7%, А.В. Зотов и др., 1972 г.). Однако пириты с такой высокой концентрацией ртути (несколько процентов) нигде больше не отмечались; даже в пределах известных ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений, где все рудные минералы обогащены ртутью, ее содержания не превышают десятых долей процента. Сопоставление современных ртутьсодержащих гидротермальных систем Курило-Камчатской провинции с аналогичными системами других регионов и молодыми месторождениями можно было бы продолжить, но это уже предмет самостоятельного исследования.

Авторы посвящают эту работу памяти академика В.И. Смирнова, рассматривая ее как небольшой вклад в решение проблемы формирования рудных месторождений, исследованию которых В.И. Смирнов уделял так много внимания.

## Литература


1. *Адамчук Ю.В., Карпов Г.А., Максимовский В.А., Петрова Н.А.* Содержание урана, тория и сопутствующих элементов в породах и минеральных осадках действующей гидротермальной системы кальдеры Узон на Камчатке. М.: ЦНИИатоминформ, 1986. 37 с.
2. *Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Унанова О.Г.* Ртуть в современных гидротермах // Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970, С. 9—48.
3. *Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. N 1. С. 65—79.
4. *Бескровный Н.С., Берсон Г.Л., Гурко Н.Н.* и др. Новые данные о перспективных нефтегазоносности Восточной Камчатки // Сов. геология. 1971. N 4. С. 114—121.
5. *Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 191 с.
6. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. 262 с.
7. *Ганеев А.А., Машьянов Н.Р., Свешников Г.Б., Шолупов С.Е.* О возможности картирования активных тектонических структур по газовым ореолам ртути над морской поверхностью // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 5. С. 1162—1164.
8. *Ермаков В.А., Цикунов А.Г., Черных Е.Н.* Новая концепция тектоники вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. N 4. С. 50—66.
9. *Карпов Г.А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
10. *Лебедев Л.М.* Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. 199 с.
11. *Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М., Шурманов Л.П.* Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 170 с.
12. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
13. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, N 3. С. 684—687.
14. *Огородова А.С.* Современная рудная минерализация в районе Южно-Камбальных паровых струй (Камчатка) // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 305—308.
15. *Озерова Н.А.* О дегазации ртути из глубин Земли // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 15—35.
16. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
17. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М.* Ртутные источники Апапель на Камчатке // Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970. С. 49—64.
18. *Озерова Н.А., Горчаков П.Н., Манучарянц Б.О., Борисенко А.С.* К проблеме источников вещества ртутных и сурьмяных месторождений // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1990. С. 53—74.
19. *Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г.* и др. Современное ртутное рудообразовние на вулкане Менделеева (Курильские острова) // Геология руд. месторождений. 1969. N 5. С. 17—33.
20. *Озерова Н.А., Балицкий В.С., Комова В.В.* и др. О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской

вулканической области // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 97—102.
21. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И.* и др. Некоторые минерально-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки и Курильских островов, Калифорнии и других районов) // Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 50—93.
22. *Озерова Н.А., Шикина Н.Д., Борисов М.В.* и др. Ртуть в современном гидротермальном процессе // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 34—49.
23. *Пилипенко Г.Ф.* Парогидротермы кальдеры Узон // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 237—266.
24. *Рожков А.М.* Геохимия изотопов благородных газов гидротерм Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 24 с.
25. *Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
26. *Смирнов В.И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1947. 80 с.
27. *Смирнов В.И., Рыженко Л.М.* Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 289—301.
28. *Сорокин В.И., Покровский В.А., Дадзе Т.П.* Физико-химические условия образования сурьмяно-ртутного оруденения. М.: Наука, 1988. 143 с.
29. *Таран Ю.А.* Геохимия гидротермальных газов. М.: Наука, 1988. 168 с.
30. *Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А.* Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 с.
31. *Шикина Н.Д., Ходаковский И.Л., Озерова Н.А.* Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами // Геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 137—160.
32. *Ozerova N.A., Naboko S.I., Vinogradov V.I.* Sulfides of mercury, antimony and arsenic, forming from the active thermal springs of Kamchatka and Kuril islands // Asahi evening news. Tokyo. 1971. Box. 555. P. 164—170.

УДК 553.068.5

*Л.Н. Овчинников*

# Вероятность нахождения рудных месторождений

Одним из актуальных направлений современной экономической геологии является металлогения. Для ее создания и развития много сделал В.И. Смирнов, имеющий приоритет в выявлении важнейших закономерностей эволюции оруденения во времени — ходе развития Земли — и распространения месторождений в пространстве. Во многом используя мысли В.И. Смирнова, автор хотел обратить внимание на практическую сторону металлогенических исследований, использование раскрытых закономерностей размещения месторождений в прогнозных и поисковых целях. Тем более что в последние 10-летия геологической службой страны большое внимание уделяется прогнозу рудных месторождений. Прогнозирование стало главным направлением деятельности научно-исследовательских институтов Мингео СССР. Выпущено значительное число различных директивных указаний по прогнозированию, инструкций, методических руководств, общих и частных рекомендаций и прочих материалов.

**Сложность рудного прогноза.** В неизбежном процессе практического познания и освоения природы настоятельно следует разобраться в том, какими же теоретическими и геологическими основами мы располагаем для научного прогнозирования, и для этого систематизировать необходимые фундаментальные знания. К сожалению, современный уровень наших знаний, уровень геологической науки в целом и учения о полезных ископаемых в частности еще таков, что возможность прогнозирования нахождения месторождений с достаточным успехом чрезвычайно мала. Соотношение поверхности суши и площади рудного месторождения составляет $10^{8-9}$:1. Все усилия геологической науки и практики должны быть направлены на то, чтобы уменьшить колоссальное

различие между площадью опоискования и размерами объекта поисков и тем самым увеличить вероятность нахождения месторождений.

Изучение закономерностей случайных явлений — предмет теории вероятности, аппарат которой хорошо приспособлен к познанию различных явлений природы. На базе массовых случайных событий могут возникать четкие закономерности. Событие, которое неизбежно происходит при каждой реализации комплекса условий, называется достоверным. Если событие заведомо не может произойти при осуществлении этого комплекса условий, то оно называется невозможным. Если событие может произойти, а может и не произойти — называется случайным. Образование рудного месторождения каждый раз представляет собой случайное событие. Вероятность нахождения месторождения или выделения более крупной перспективной площади может быть выражено отношением

$$P = M/П,$$

где $M$ — число положительных случаев, выраженное через площадь месторождения или более крупную перспективную площадь, $П$ — число возможных случаев — общую площадь поверхности суши или ее какой-либо части.

Простое сопоставление размеров рудных объектов с размерами площадей континентов и поверхности Земли в целом показывает ничтожную вероятность прямого нахождения этих рудных объектов. Прогноз может осуществляться только через знание факторов, регулирующих рудообразование, закономерностей размещения рудных объектов на фоне раскрытого геологического строения земной коры, условий рудоотложения (геологических, структурных, геохимических, геофизических, стратиграфических, литологических, физико-химических и др.), закономерностей взаимодействия рудообразующих растворов с вмещающими породами и размещения продуктов этого взаимодействия. Все это должно быть отражено в систематике критериев размещения месторождений и признаков их конкретного расположения.

В прогнозировании нахождения рудных месторождений, несмотря на обширную литературу и многочисленные конкретные прогнозы, абстрактные рассуждения о необходимости и важности прогнозов, официальное планирование прогнозов и прочие действия, главенствует разнообразная самодеятельность с упрощенными подходами, чреватыми ошибками и заблуждениями. Еще полвека тому назад А.Н. Заварицкий недвусмысленно высказывался по этому поводу. Эти высказывания, к сожалению, до сих пор не потеряли свою актуальность. Предположения о нахождении полезных ископаемых не должны быть "необоснованным гаданием ... опасность лженаучных извращений в этом деле может быть более велика, чем в других научных вопросах ... Когда дело идет о прогнозах, в особенности легко соскользнуть с почвы научно обоснованных предположений в область субъективных догадок, не основанных на подлинном знании вещей ... Наука имеет дело с суждениями, сопровождаемыми доказательствами. Всякие суждения или высказывания, не сопровождаемые доказательствами, не относятся к области науки... Такие недоказываемые предположения будут научной фантазией, а не наукой. В процессе научного творчества, конечно, научная фантазия играет существенную роль, но научная фантазия превращается в науку лишь после того, как даны доказательства предположениям, родившимся в голове автора как плод научной фантазии" [1, с. 449].

И далее он пишет: "Причинную связь между нахождением минерального месторождения и геологической обстановкой его нахождения пытаются объяснить той или иной гипотезой его происхождения. Эти гипотезы служат полезным средством при дальнейшем изучении месторождений, но было бы неправильным считать эти гипотезы конечной целью изучения месторождений. Гипотезы менялись, меняются и будут меняться, но фактические соотношения между

*Таблица 1*

**Систематика рудоносных площадей с последовательным их уменьшением по [7] с некоторыми уточнениями и добавлениями**

| Класс | Объект прогнозирования (металлогеническая единица) | Площадь, км$^2$ ($S$) | Масштаб прогнозно-металлогенических карт | | $\frac{S}{149}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| I | Планетарный металлогенический пояс | $n\cdot10^7$ | Обзорный | 1:5000000<br>1:2500000 | $n\cdot10^{-1}$ |
| II | Металлогенический пояс, провинция | $n\cdot10^{5-6}$ | | То же | $n\cdot10^{-2}$ |
| III | Металлогеническая система, область | $n\cdot10^5$ | Мелкий | 1:1000000<br>1:500000 | $n\cdot10^{-3}$ |
| IV | Структурно-металлогеническая зона, блок | $n\cdot10^{4-5}$ | | То же | $n\cdot10^{-4}$ |
| V | Металлогеническая зона, блок | $n\cdot10^{3-4}$ | Средний | 1:200000<br>1:100000 | $n\cdot10^{-5}$ |
| VI | Рудная зона, район | $n\cdot10^{2-3}$ | | То же | $n\cdot10^{-6}$ |
| VII | Рудный узел | $n\cdot10^{-2}$ | Крупный | 1:50000<br>1:25000 | $n\cdot10^{-7}$ |
| VIII | Рудное поле | $n\cdot10^1$ | То же | 1:25000 | $n\cdot10^{-7}$ |
| IX | Месторождение | $n\cdot10^0$ | | 1:10000<br>1:2000 | $n\cdot10^{-8}$ |
| X | Рудное тело | $n\cdot10^{0,1-0,5}$ | | 1:1000 | $n\cdot10^{-9}$ |

*Примечание.* Общая площадь поверхности Земли 510 млн км$^2$, площадь континентов — 149 млн км$^2$. Для карт могут использоваться и более мелкие масштабы предыдущих классов.

природой месторождения и геологической обстановкой его нахождения остаются, и они постоянно повторяются в различных местах земного шара, и именно это-то постоянство фактов, а не гипотезы служит надежным основанием для направления человеческой деятельности в поисковом и разведочном деле" [1, с. 450]. "Нельзя составлять карты на основании каких-то своих особых, личных знаний, не сообщаемых другим. Каждое предположение в науке должно опираться на доказательства, а не на доверие к высказывающему его автору... На карте будет изображено не то, что их авторы знают, а то, что им приходит в голову, но не подтверждено никакими доказательствами. В лучшем случае это будет самообмен, а в худшем — шарлатанство в прямом смысле этого слова" [1, с. 452].

Сейчас мы очень легко обращаемся с прогнозными цифрами. Даже в официальных бумагах безудержно прогнозируем и планируем свою деятельность по этим прогнозам, хотя вероятность этих прогнозов чрезвычайно мала.

Теоретические, методологические, методические и геологические основы прогноза рудных месторождений на должном уровне и с должной глубиной почти не разработаны. Существует широкий фронт псевдопрогнозов при нерациональном упрощении методики прогнозирования, при ненаучном прогнозировании.

Необходимо обратить внимание на то, что за последние десятилетия развилась полноценная наука — *прогностика,* занимающаяся прогнозированием событий и явлений в экономике, социологии, демографии и других сторонах жизни человеческого общества. Несмотря на коренное различие в объектах прогноза, методология, методы, методики и аппарат прогнозирования могут быть с успехом перенесены с общества на геологию. Если в прогностике прогнозируется то, что будет, то в геологии теми же методами осуществляется прогноз

событий, происшедших много лет назад в связи с геологическими процессами и относящихся к данной точке территории, к данному участку, району, блоку, провинции и т.д.

Для осуществления геологического прогноза необходимо знание того, что и как, с какими результатами происходило в геологическом прошлом, что привело, в частности, к формированию рудного месторождения в данном месте, с данными запасами и данным содержанием полезного компонента, обусловливающими промышленное значение этого прогнозного объекта. Мы должны рассматривать принципы и сущность прогноза рудных месторождений с позиций законов, закономерностей, правил и принципов прогностики. Итак, прогностика — наука, изучающая общие принципы и методы прогнозирования объектов любой природы, закономерности процесса разработки прогнозов [6]. В предмет прогностики входят как объект прогнозирования, так и аппарат прогнозирования.

**Основы прогностики.** Вначале о некоторых общих понятиях прогностики. Прогноз — научно-обоснованное суждение о возможных состояниях объекта, прогнозирование — процесс разработки, прием прогнозирования — одна или несколько логических или математических операций, направленных на получение конкретного результата в процессе разработки прогноза. Метод прогнозирования — способ исследования объекта прогнозирования, направленный на разработку прогнозов. Методы прогнозирования являются основанием для методик прогнозирования. Методика прогнозирования — совокупность специальных правил и приемов разработки конкретных прогнозов. Прогнозирующая система — система методов прогнозирования и средств их реализации, функционирующая в соответствии с основными принципами прогнозирования. Прогнозный фон — совокупность внешних по отношению к объекту прогнозирования условий, существенных для решения задач прогноза. Научное предвидение — опережающее отображение действительности, основанное на познании законов природы и мышления.

К главным принципам разработки прогноза относятся: принцип системности, требующий взаимоувязанности и соподчиненности прогнозов объекта прогнозирования и прогнозного фона и их элементов, принцип вариантности, требующий разработки вариантов прогноза, исходя из вариантов прогностического фона, принцип верифицируемости, требующий определения достоверности, точности и обоснованности прогнозов, и принцип рентабельности, требующий превышения экономического эффекта от использования прогноза над затратами на его разработку. Прогнозирование осуществляется поэтапно. Этап прогнозирования — часть процесса разработки прогнозов, характеризующаяся своими задачами, методами и результатами. В число этих этапов входят последовательно: прогнозная ретроспекция — исследование истории развития объекта прогнозирования и прогнозного фона с целью получения их систематизированного описания, прогнозный диагноз — систематизированное описание объекта прогнозирования и прогнозного фона с целью выявления тенденции их развития и выбора (разработки) моделей и методов прогнозирования и, наконец, проспекция — разработка по результатам диагноза прогноза объекта прогнозирования и прогнозного фона, **верификация** и синтез прогнозов, т.е. реализация цели прогноза путем объединения конкретных прогнозов на основе принципов прогнозирования. Необходимо различать прогнозный вариант и прогнозную альтернативу, знать факторы, могущие привести к появлению ошибок прогноза. Важно здесь различие источников регулярных и нерегулярных ошибок. К регулярным относятся — неадекватный метод прогнозирования, недостоверные и недостаточные исходные данные. К нерегулярным — непредсказуемые явления и события, нарушающие спрогнозированные тенденции развития объекта.

В аппарат прогнозирования входят методы прогнозирования и виды верификации прогнозов. Среди фактографических методов прогнозирования следует

назвать ретроспективный, экстраполяции, интерполяции, геологической аналогии, математической аналогии, а среди видов верификации — прямую, косвенную, инверсную, консеквентную, учетом ошибок.

Находясь во власти псевдопрогнозов, мы, конечно же, прогнозируем не на голом месте, многое знаем и готовы использовать, но для строгого научного прогноза этого мало. Прогноз должен опираться на всю сумму геологических знаний, накопленных к настоящему времени и систематизированных специально для прогнозных целей. Иначе это будет не прогноз, а гадание, даже при применении всех законов и правил прогностики, поскольку принцип верифицируемости прогнозирования в подавляющем числе случаев выполнен быть не может. Необходимо копить и непрерывно пополнять геологические основы прогноза, исходную информацию для прогнозирования.

Вероятность распространения рудных месторождений, обусловленная природными геологическими процессами и законами, ими управляющими, объективна и ничтожно мала, составляя для отдельного месторождения 1/100 000 000 часть, даже для рудного узла и рудного поля — миллионную и десятимиллионную части. Прогнозирование опирается на вероятность обнаружения, которая только в своем минимальном значении равна вероятности распространения. Вероятность обнаружения субъективна и зависит не только от применяемых методов и подходов прогнозирования, но и в перую очередь от наличия геологических признаков, прогнозного фона и его размеров. Иначе говоря, ключом к увеличению вероятности прогноза и повышению его верификации является прогнозный фон — совокупность внешних по отношению к объекту условий, существенных для решения задачи прогноза.

*Ретросказание.* Прогноз рудных месторождений осложняется еще и тем, что должен опираться на события геологического прошлого. Здесь действуют свои особенности познания. Раскрытию закономерностей геологического прошлого может и должно способствовать ретросказание — совокупность методов опосредствованного выводного получения знаний о прошлых явлениях, предметах на основе знаний о настоящих или о других прошлых предметах и явлениях. Главные основы ретросказания, существенно важные для рассматриваемой проблемы, излагаются здесь по Е.П. Никитину [4]. Подготовительным этапом, отвечающим эмпирическому уровню ретросказательного исследования, является установление исходных данных. Настоящее всегда хранит в себе следы прошлого. Эти следы прошлого — тот отправной объективный материал, те исходные данные, на которых основывается ретросказание. В исторической геологии в качестве таких исходных данных выступают описания последовательности напластования осадочных слоев (стратиграфия), описания пород, составляющих эти слои (петрография), и описания остатков ископаемых организмов (палеонтология). В нашем случае при прогнозе рудных месторождений исходными данными служит совокупность признаков (геологических, геохимических, геофизических, стратиграфических, минералогических и др.), свидетельствующих о нахождении того или иного оруденения в данном месте, о его количестве и качестве, т.е. все то, что в прогностике носит название прогнозного фона.

Эмпирический уровень не исключает использования теории и абстрактных методов, так как уже сам отбор исходных данных невозможен без теории. Руководящие ископаемые в геохронологии как исходные данные не могут быть определены без знания биологической эволюции. В прогнозе рудных месторождений систематика признаков и связи с ними тех или иных ассоциаций металлов, типов месторождений не могут быть использованы без генетических и металлогических представлений. Все это обусловливает переход ретросказания на последующий абстрактно-теоретический уровень.

Предметы, описываемые в исходных данных, существуют в настоящее время и сами по себе еще не дают возможности проникнуть в прошлое. Меж-

временный переход от информации о предметах, существующих в настоящее время (исходные данные), к информации о предметах, существовавших в прошлом (результат ретросказания), осуществляется на основании научного закона. На качественном уровне параметр времени в этом случае учитывается в тех законах науки, которые отражают отношение разновременных событий. Таковы законы связи состояний, следующих во времени, генетические, каузальные, функциональные (отображающие функцию, т.е. инвариантный способ поведения предмета), законы развития и т.п. Существует множество законов науки, на основе которых возможны как ретросказание, так и предсказание. Среди них законы обратимых процессов (например, классическая механика), а также и необратимых процессов (методы абсолютной геохронологии). Средством раскрытия прошлого по исходным данным являются закономерности формирования рудных месторождений. Познанные законы и закономерности геологии, геологического развития, эволюции Земли и земной коры с ее процессами рудообразования — необходимый компонент ретросказания. Эти законы и закономерности выполняют ретросказательную функцию благодаря тому, что они инвариантны относительно времени, верны для всех объектов в настоящем и прошлом. Например, для современного рудообразования в океане, образования месторождений в архее, палеозое, мезозое.

Таким образом, для ретросказания необходимо использование времясодержащего закона. Однако и этого этапа межвременного перехода недостаточно, так как он дает чаще всего информацию лишь об отдельном элементе целостной структуры. Ретросказание завершается восстановлением полной структуры объекта как третьим этапом исследования с задачей по отдельному элементу (части) восстановить облик целостной системы. Здесь используются законы других типов, прежде всего структурные, а также субстанциональные, акцидентальные и др. Сущность этапа восстановления полной структуры объекта состоит в том, что исследователь, исходя из описания некоторого элемента целостного предмета и применяя к этому описанию знание структурных (или других) законов предмета, восстанавливает его целостный облик.

Наиболее адекватный результат восстановления полной структуры объекта возможен при использовании собственно структурных законов, отражающих внутренний способ организации предмета, непосредственно выражающий его природу. Менее надежны законы (их тоже называют структурными), отражающие лишь инвариантный внешний способ корреляции свойств, элементов, частей предмета. Результаты ретросказания — знание вероятностное. В статистически среднем степень вероятности этого знания обратно пропорциональна глубине ретросказания. Чем больше удалены во времени объекты ретросказания от момента исследования, тем меньше будет степень вероятности ретросказания. Различают три типа степени вероятности ретросказания.

1. Объектом ретросказания является такой предмет, законы которого нам доподлинно известны, — высокая степень вероятности.

2. Известные законы не могут быть применены непосредственно, но исходные данные содержат описание предметов (вещей, свойств, событий, явлений, отношений), в той или иной мере сходных с предметами, собственные законы которых наукой установлены. Эти последние берутся как модели предметов, т.е. осуществляется модельное ретросказание. В геологии работает метод актуализма. Хорошим примером, в частности, может служить современное рудообразование на дне океана, уже послужившее моделью познания ряда сторон палеозойского и более древнего оруденения.

3. При большой глубине ретросказания могли действовать законы, принципиально отличные от всех известных исследователю. Модельное ретросказание в данном случае исключается, приходит гипотетическое ретросказание, основанное на гипотезе о данном предмете. Вероятность, естественно, зна-

чительно ниже, чем при модельном ретросказании. Сюда относятся многие события, протекавшие в недрах Земли, верхней мантии, не оставившие видимых следов на исследуемой нами поверхности.

Ретросказание и предсказание составляют временную симметрию с противоположными задачами познания прошлого и будущего. Однако в геологии ретросказание выступает как основа предсказания, поскольку только на основе ретросказания может по-настоящему осуществляться прогнозирование месторождения рудных месторождений. Результаты ретросказания становятся исходными данными для предсказания. Это оказывается возможным, в частности, благодаря тому, что причины и следствия представляют собой, как правило, сложные структурно-расчлененные объекты.

Пусть объективано $c_1$, $c_2$, $c_3 ... c_n$ — элементы предмета $C$, являющегося следствием причины $П$, которая может состоять, в свою очередь, из элементов $n_1$, $n_2 ... n_n$. Может быть такой случай, что в момент познания исследователю неизвестна сложная структура $C$, а наблюдается только элемент $c_1$. Зная некоторый причинный закон $X_1$, связывающий $n_1$ и $c_1$, исследователь может осуществить межвременный переход к $n_1$. Допустим далее, что исследователю известны структурные законы предмета $П$. Посредством процедуры восстановления полной структуры объекта он воспроизводит облик $П$ (т.е. $n_2 ... n_n$). Наконец, пусть ему известен причинный закон $X_2$, связывающий $n_2$ и $c_2$. На его основе можно совершить обратный межвременный переход от информации о $n_2$ к информации о $c_2$, т.е. прийти к предсказанию.

Способы взаимодействия ретросказания и предсказания в исследовании весьма разнообразны и сложны. Существенно здесь одно: все прогнозные действия и построения должны опираться на взаимоотношения ретросказания и предсказания в связи с различными объектами, условиями, глубиной ретросказания, разным прогнозным фоном, содержащим различные многочисленные взаимозаменяемые элементы $C(c_1 ... c_n)$.

*Повышение вероятности обнаружения.* Ничтожность площади рудного месторождения — объекта прогноза и последующего обнаружения — по сравнению с поверхностью земной коры очевидна. Только развитая наука со своими законами и закономерностями может подвести к положительному решению задачи точечных поисков. Объектами геологического прогнозирования являются разномасштабные участки земной коры с площадями, благоприятными для нахождения рудных месторождений. Для описания распространения таких участков наряду с языком прогностики необходимы также язык и понятия металлогении.

Основой всякого рудообразования является геодинамика, поскольку возникновение рудных месторождений в условиях земной коры всегда связано с движением [5]. Динамические условия длительной эволюции Земли способствовали образованию рудных месторождений. Все уровни и типы геодинамических процессов так или иначе влияли на возникновение и формирование рудных скоплений. Динамические усилия распространены неравномерно, они дискретны как в пространстве, так и во времени, дискретно также и связанное с ними рудообразование. В соответствии с этим поверхность земной коры резко подразделяется на мобильные и стабильные области. Месторождения связаны с мобильными подвижными зонами и располагаются в зонах повышенной деформации, характеризующихся тектоническими структурами разных уровней, связанных между собой от планетарных до структурных элементов рудного тела.

Таким образом, размер зон повышенных деформаций очень различен, внутри каждой зоны могут быть выделены зоны повышенной деформации более низкого порядка, разделенные относительно спокойными участками. При таком строении деформированных зон можно связать воедино все тектонические закономерности от планетарных до местных, локальных, т.е. от определяющих совокупность многих рудных провинций до тех, которые определяют расположение одного

месторождения или рудного тела [10]. Наши знания о закономерностях рудообразования дают возможность разделения поверхности Земли и ее отдельных территорий и участков на перспективные и неперспективные относительно нахождения месторождений с последовательным сокращением перспективных площадей при переходе ко все более крупным масштабам прогноза.

Как объекты прогнозирования, благоприятные для нахождения оруденения, площади в соответствии с достаточно общепринятой систематикой, предложенной Е.Т. Шаталовым и др. [11] и позднее стилизованной Д.В. Рундквистом [7], могут быть подразделены на десять классов, вероятность обнаружения которых прямо зависит от размеров, резко различна и определяется масштабами соответствующих геологических явлений, отображаемых на прогнозно-металлогенических картах также соответствующего масштаба (табл. 1). Шкала, предложенная Д.В. Рундквистом, сугубо ориентировочна, но хорошо передает основную тенденцию распространения месторождений в земной коре. Она удобна тем, что размеры площадей с каждым классом уменьшаются на порядок. Соответственно уменьшается и вероятность обнаружения соответствующего объекта прогнозирования: от 0,1 для планетарного металлогенического пояса до 0,000000001 — для рудного тела; площадь каждого меньшего класса составляет 0,1 предыдущего класса, т.е. вероятность нахождения его внутри площади предыдущей металлогенической единицы составляет 10%. Исключением является соотношение рудных полей и рудных узлов, где вероятность обнаружения рудного поля в соответствующем узле более высока. Д.В. Рундквист их относит к одному классу, хотя в общепринятой практике рудное поле всегда меньше рудного узла, обычно объединяющего несколько рудных полей. Естественно, что для отдельных формаций и генетически типов месторождения разных металлов наблюдается более широкий разброс соотношения площадей разных классов, а отсюда и разброс вероятностных значений обнаружения и соответственно масштабов реального прогноза.

При обилии факторов рудогенеза главным из них является структурно-тектоническая система как неизбежное отражение геодинамических процессов становления и эволюции земной коры. Структурно-тектонический контроль обусловливает зарождение процессов, создание путепроводов-коммуникаций рудоносных растворов и обстановку отложения. Структурно-тектоническая система — как ветвистое дерево: основной разлом — ствол, от которого идут крупные скелетные ветки, от них ветки поменьше, от этих еще меньше и т.д. В первую очередь с такой системой связано основное передвижение растворов, а на месте рудоотложения — проникновение в замещаемое пространство. В результате на любой перспективной площади обязательно чередуются стабильные и нестабильные участки. Значение этого факта хорошо подчеркнул Н.П. Херасков [10], указывая, что при любой деформации твердого и вязкого тела возникает разделение его на зоны, в которых сосредоточиваются преимущественно деформации, и на разделяющие эти зоны слабо деформирующиеся блоки, причем в таких зонах и блоках могут быть выделены зоны и блоки низшего порядка. Зоны повышенной деформации, естественно, отличаются и повышенной проницаемостью для жидких растворов и газов. Таким образом, руда всегда локализуется в тектонически подготовленных участках, так же, как и любые сопровождающие оруденение изменения.

В схеме последовательной детализации рудоносных площадей таксонометрический ряд металлогенических единиц определяется соответственным рядом единиц структурно-тектонических (см. табл. 1). Планетарный металлогенический пояс соответствует планетарному тектоническому поясу; металлогенический пояс, провинция — складчатому поясу; металлогеническая система, область — складчатой системе, области; структурно-металлогеническая зона, блок — структурно-формационной зоне, блоку; металлогеническая зона, блок — формационной

*Таблица 2*

**Систематика разломов различных типов [9]**

| Порядок | Протяженность, км | Скрытые зоны линеаментов | Ширина, км | Расстояние между зонами, км | Пограничные (глубинные) разломы | Сопряженные структуры | Рифтогенные разломы |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | $n \cdot 10000$—$n \cdot 1000$ | Глобальные | 300—500 | 500 | Периокеанические, внутриокеанические | Материки и океаны, подвижные пояса | Разломы срединных океанических рифтов |
| II | $n \cdot 1000$ | Трансрегиональные | 100—200 | 150 | Краевые швы I порядка | Геосинклинальные системы, платформы, срединные массивы | Разломы осевых и периферических впадин мегасводов и их систем |
| III | $n \cdot 100$ | Региональные | 20—50 | 50—100 | Краевые швы II порядка | Внешние и внутренние зоны геосинклиналей | Разломы осевых и периферических впадин мезосводов |
| IV | $n \cdot 100$—$n \cdot 10$ | Субрегиональные (скрытые разломы фундамента) | 5—10 | — | Структурные швы | Структурно-формационные зоны геосинклиналей | Разломы осевых и периферических впадин локальных сводов |
| V | $n \cdot 10$—$n \cdot 1$ | Локальные (зоны трещиноватости) | 0,1—1 | — | Межблоковые разломы | Блоки внутри структурно-формационных зон | Разломы впадин, сопровождающих очаговые структуры |

зоне, блоку. Таким образом, единицы первых трех классов соответствуют крупнейшим геотектоническим подразделениям земной коры, выделенным по геоструктурным признакам. Классы четвертый и пятый отвечают структурно-вещественным категориям — геологическим формациям (магматическим, осадочным, метаморфическим), имеющим значительное площадное распространение, конкретные площади которых и проявления в тех или иных участках определяются также структурным контролем. Образование месторождений происходит в связи с общегеологическими процессами формирования различных геологических комплексов, ассоциаций, т.е. с возникновением геологических формаций. Учение о геологических формациях — высокое достижение отечественной геологии. Закономерная связь различных генетических и минеральных типов месторождений — рудных формаций с геологическими формациями привела к понятию "рудоносная геологическая формация". Прогноз масштаба 1:200000 (1:50000) и крупнее должен быть связан исключительно с выделением рудоносных геологических формаций и с их подразделением на рудонесущие, рудораспределяющие и рудовмещающие.

В самое последнее время В.И. Смирнов [8] весьма логично ввел понятие "металлогеническая формация", подразумевая под этим комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых.

Систематика и таксонометрия дизъюнктивов различных типов и разного порядка может быть проиллюстрирована табл. 2. Она может быть дополнена

*Таблица 3*

**Типы структурного каркаса металлогенических карт [9]**

| Масштаб | Основные типы рудоносных площадей | Структурные элементы | |
|---|---|---|---|
| | | линейные | изометричные |
| 1:2000000<br>1:5000000 | Металлогенические провинции и пояса | Системы линеаментов (ширина 100—200 км, длина тысячи км) | Глобальные мегаконцентрические структуры |
| 1:1000000<br>1:500000 | Металлогенические зоны | Зоны линеаментов (ширина 10—20 км, длина сотни км) | Мега- и мезоконцентрические структуры |
| 1:200000<br>1:50000 | Рудные районы и рудные узлы | Элементарные линеаменты (ширина 5 км, длина десятки км) | Секториальные блоки сводов, очаговые структуры, узлы пересечения линеаментов |

системой концентрических структур, в последнее время все более выступающих как важный равноправный элемент структурного каркаса земной коры [9]. Каждому масштабу исследований отвечает свой ведущий тип структур (табл. 3). При мелких масштабах главенствуют системы линеаментов или краевых швов, определяющих позицию металлогенических поясов. При средних масштабах в пределах выделенных поясов могут играть роль антиклинории или крупные концентрические структуры, от которых зависит положение дугообразных металлогенических зон. И, наконец, при крупномасштабном районировании (рудные районы) ведущими рудоконтролирующими формами могут оказаться блоки и очаговые структуры.

**Некоторые статистические данные.** Итак, рудообразование связано с активными подвижными областями, первый класс которых в виде геосинклиналей составляют 39,6% площади суши и около 12% всей поверхности Земли. Оруденение находится на платформах и щитах, где проявляются также активные области в виде древних геосинклиналей и зон тектоно-магматической активизации иной формы (континентальные рифты, горячие точки и др.). В целом распространение активных областей на поверхности суши и их размеры могут приблизительно быть охарактеризованы картами фактического размещения месторождений различных рудных формаций. В табл. 4 приводятся параметры распространения месторождений железа, марганца, хрома, меди, олова и ассоциации — свинца, цинка, серебра, снятые с карт Е.Е. Захарова [2].

*Таблица 4*

**Распространенность месторождений, выраженная через размеры перспективных площадей**

| Металл | % от площади суши | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Северная Америка | Южная Америка | Евразия | Африка | Австралия | в целом |
| Fe | 28,2 | 16,9 | 32,7 | 23,0 | 15,6 | 24,15 |
| Mn | 9,7 | 4,5 | 19,0 | 6,7 | 7,3 | 10,9 |
| Cr | 8,4 | 1,3 | 8,7 | 3,3 | 8,3 | 5,8 |
| Cu | 29,9 | 17,5 | 23,5 | 6,1 | 13,5 | 17,6 |
| Sn | 9,7 | 5,8 | 14,5 | 9,6 | 16,6 | 10,5 |
| Pb, Zn, Ag | 17,6 | 16,4 | 21,6 | 5,3 | 5,2 | 14,2 |

Несмотря на небольшую точность, связанную с произвольным оконтуриванием отдельных перспективных площадей, данные табл. 4 дают определенную информацию к размышлению. Суммарно перспективные участки составляют значительные площади, достигающие для месторождений железа, например, 1/4 части поверхности суши. На втором месте находятся месторождения меди, затем идут полиметаллы. Наименьшую распространенность имеют месторождения хрома, что, как известно, определяется его локальными связями исключительно с гипербазитами. Наибольшим "рассеянием" отличаются месторождения полиметаллов. Большинство металлов наибольшее площадное распространение имеет в Средиземноморском поясе, и только для меди несколько большая площадь падает на Северо-Американские Кордильеры — звено Тихоокеанского кольца, а для оловорудных месторождений максимальная площадь распространения наблюдается для Южно-Американских Анд — другое звено этого же кольца. Среди континентов наибольшие перспективные площади для железа и меди относятся к Северной Америке, марганца и полиметаллов — к Евразии, олова — к Австралии, и только хром распределен достаточно равномерно.

К настоящему времени накопился обильный материал в нашей и мировой практике по параметрам объектов прогнозирования последующих классов приближения к локальному прогнозу собственно рудных месторождений с последовательным повышением вероятности обнаружения этих объектов. Однако статистической обработке этот материал почти не подвергался, хотя такой анализ мог бы выявить еще неизвестные нам закономерности, т.е. быть весьма полезным. Следует сказать, что 10%-ная вероятность распространения объектов прогнозирования каждого последующего класса в предыдущем (см. табл. 1) далеко не является равной вероятности обнаружения, поскольку площадь прогнозного фона в силу самого механизма рудообразования никогда не бывает равной перспективной площади. Иначе говоря, прогнозный фон следующего класса нельзя обнаружить простым приемом равномерной сети из десяти пунктов наблюдений. Признаки оруденения, связанные непосредственно с рудными точками, всегда ограничены в пространстве.

В металлогенических единицах региональных классов с успехом выделяется устойчивый прогнозный фон, представленный рудоносной геологической формацией. Это весьма перспективно для теоретического и практического познания связи оруденения с вмещающими геологическими образованиями. Однако вероятность обнаружения месторождений внутри соответствующих формаций сохраняется также весьма низкой. Так, например, по данным В.Д. Баранова и ряда других исследователей, при площадях распространения колчеданоносных вулканогенных формаций Алтая, Урала (Магнитогорский синклинорий), Японии, Квебека, Испании и Португалии, колеблющихся в пределах 3—15 тыс. км$^2$, соотношение запасов металлов в месторождениях и массы формации варьирует в узких пределах (от 0,1 до 13)$\cdot 10^{-6}$. Если ориентироваться в этих условиях

| Максимальные размеры отдельных поясов и зон | | Число районов | Средняя площадь района, тыс. км$^2$ |
|---|---|---|---|
| площадь, тыс. км$^2$ | пояс, зона | | |
| 5360 | Средиземноморский | 89 | 404 |
| 5120 | " | 65 | 249 |
| 2000 | " | 31 | 280 |
| 3840 | Северно-Американские Кордильеры | 64 | 408 |
| 960 | Южно-Американские Анды | 53 | 294 |
| 6880 | Средиземноморский | 45 | 469 |

на прогноз нахождения более крупного класса — рудных полей, то, естественно, вероятность такого прогноза повысится, но до значений, также еще весьма далеких от эффективной достоверности и точности конкретного прогноза. По данным Р.И. Луткова, размеры рудных полей уральских медноколчеданных месторождений варьируют от 2 до 34 км$^2$, составляя в среднем около 10 км$^2$; это стотысячная часть площади рудоносной формации. Площадь же месторождений в этом случае колеблется от 0,01 до 6,5 км$^2$, составляя в среднем 0,74 км$^2$. Соотношение средних площадей рудного поля и месторождения для Урала, таким образом, равно 0,074. Перечень примеров соотношения размеров объектов прогнозирования с размерами площадей, на которых предстоит их искать, можно было бы продолжить и далее. Однако принципиальный вывод достаточно ясен.

## Заключение

При всех наших мыслимых усилиях вероятность прямого нахождения не только месторождения, но даже рудного поля остается чрезвычайно низка. При оценке надежности поисковых работ даже в хорошо изученных районах действующих горнодобывающих предприятий В.А. Нарсеев и В.А. Цыганов [3], опираясь на соответствующие расчеты, также приходят к аналогичному выводу, отмечая крайне низкий уровень надежности геологических поисков. Необходимо наиболее полное и глубокое раскрытие геологических условий нахождения месторождений того или иного типа, сокращающих перспективные площади, площади поисков. Насущна научная разработка коллективами всех институтов сырьевого и методического профиля теоретических, геологических, структурно-тектонических, петрологических, геохимических, геофизически основ прогноза, по возможности детально конкретизированных применительно к отдельным морфогенетическим типам месторождений. Пока прогнозно-поисковые критерии, официально изданные в сериях ведомственных публикаций, весьма общи и однобоки. Без истинного знания геологических закономерностей связи различных генетических типов оруденения с различными геологическими образованиями прогноз лишен какого-либо смысла.

### Литература


1. *Заварицкий А.Н.* О картах прогноза. Избранные труды. 1963. Т. IV. С. 449—454.
2. *Захаров Е.Е.* О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 92—122.
3. *Нарсеев В.А., Цыганов В.А.* Оценка надежности поисковых работ в районах действующих горнодобывающих предприятий // Сов. геология. 1987. N 1. С. 7—15.
4. *Никитин Е.П.* Методы познания прошлого // Вопросы философии. 1966. N 8. С. 34—44.
5. *Овчинников Л.Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
6. Прогностика. М.: Наука, 1978. 32 с.
7. *Рундквист Д.В.* Современные проблемы металлогении // Вестн. АН СССР. 1984. N 8. С. 74—85.
8. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 326 с.
9. *Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т.* Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
10. *Херасков Н.П.* Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 14—91.
11. *Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Яблоков К.В.* Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М.: Недра, 1964. 194 с.

УДК 553.3/.9

*В.П. Федорчук*

# О некоторых особенностях уникальных месторождений

Уникальные месторождения полезных ископаемых выделяются или по своим размерам (железорудные бассейны Кривого Рога и КМА, хромитовые залежи Кимперсая и др.), или по специфическим — совершенно необычным, по крайней мере на момент выявления, особенностям генезиса (алмазоносные лампроиты Северной Австралии, калькретные урановые руды африканских пустынь и др.). Возможно совмещение этих двух признаков в одном объекте (гигантское по запасам месторождение золотосодержащих медно-урановых руд Олимпик-Дэм в Австралии, связанное с палеокальдерой).

В.И. Смирнов был крупным геологом-производственником, принимал личное участие в разведке и промышленном освоении ряда месторождений, являлся одним из руководителей геологоразведочной отрасли, возглавлял Государственную комиссию по запасам полезных ископаемых, экспертировал многие десятки, если не сотни месторождений как у нас в стране, так и за рубежом. Он всегда большое внимание уделял экономическим аспектам геологии полезных ископаемых — комплексу наук, объединяемых за рубежом общим понятием "экономическая геология".

При классификации месторождений полезных ископаемых В.И. Смирнов одним из главных критериев оценки промышленной значимости считал возможные их масштабы — общее количество извлекаемых запасов. Чаще всего он выделял четыре категории объектов: 1) небольшие или мелкие, 2) средние, 3) крупные, 4) очень крупные или уникальные. При этом подчеркивалось, что для каждого вида полезных ископаемых существует своя, строго определенная шкала масштабности месторождений с предельно допустимым "потолком" возможных запасов. Вторая специфическая особенность — неравномерность распределения запасов по месторождениям различного масштаба. Так, для некоторых видов полезных ископаемых характерно рассредоточение их запасов по большому числу небольших и средних, редко — крупных промышленных объектов (полиметаллические руды, олово, драгоценные камни и др.), другим, наоборот, присуща высокая степень концентрации — основная масса разведанных запасов сосредоточена в единичных, уникальных по масштабам месторождениях (марганцевые и хромовые руды, никель, платина и платиноиды, редкие земли и др.). Для основной массы полезных ископаемых более обычна промежуточная схема, когда на долю одного — двух уникальных объектов приходится иногда до 30—50% общей мировой кумулятивной добычи (например, Витватерсранд для золота, Альмаден для ртути, Сигуаньшань для сурьмы, отчасти Клаймакс для молибдена), а остальное количество поступает из менее крупных месторождений, общее число которых может быть весьма значительным.

В соответствии со сказанным различными будут методические и экономические подходы к проблеме обеспечения минерально-сырьевой базой горнодобывающих отраслей промышленности. Одни ее отрасли целиком ориентируются на отработку только крупных и уникальных месторождений — в Советском Союзе это предприятия по добыче калийных солей, асбеста, марганцевых и хромовых руд, основу других составляют преимущественно мелкие и небольшие месторождения (местные строительные материалы, оптическое сырье), третьи обеспечиваются гармоничным сочетанием добычи необходимых видов полезных ископаемых на месторождениях всех классов размерности — от самых мелких до крупных и уникальных (цветные и благородные металлы, подземные воды).

Из этого следует, что в своей практике геолог-разведчик должен в равной мере уделять внимание изучению и геолого-экономической оценке месторождений всех масштабов, а не только крупных, как это сейчас усиленно пропагандируется в печати. Необходимо иметь в виду, что, во-первых, насчитываются лишь единицы крупных объектов по каждому виду полезного ископаемого, причем их отработка при бесспорной сиюминутной весьма высокой экономичности не всегда оправдана с экологических позиций. Например, значительный ущерб окружающей среде (вывод из строя черноземов, понижение уровня грунтовых вод и др.) наносят гигантские карьеры КМА, Кривого Рога и Никополя. Может быть, было бы более целесообразно промышленное освоение не столь крупных, но экологически менее "вредных" объектов в Сибири (железные руды) и Казахстане (марганец). То же относится и к месторождениям калийных солей Белоруссии, отработка которых сопровождается образованием громадных отвалов вредных отходов производства. Не составят ли им конкуренции месторождения Непского свода в Сибири? Во-вторых, средние и небольшие по своим размерам месторождения, характеризующиеся высоким качеством полезного ископаемого, не требуют единовременной затраты больших средств на их промышленное освоение, что в условиях постоянно растущего финансового дефицита является немаловажным фактором. Мировой опыт показывает, что наметившаяся несколько десятилетий назад ориентировка на строительство сверхмощных карьеров и расширение добычи все более бедных руд себя уже изжила (сказалась в этом и высокая стоимость энергоносителей), и поэтому сейчас растет число средних и небольших горнодобывающих предприятий, особенно по извлечению золота. В-третьих, осуществляя геолого-экономическую оценку небольших и мелких месторождений, а также внемасштабных проявлений полезных ископаемых, необходимо всегда учитывать их индикаторную роль — возможность обнаружения на глубине более крупных скоплений этого (или других) вида полезного ископаемого.

Учитывая изложенное, мы считали бы возможным расширить диапазон оценочной шкалы масштабов месторождений в нижней ее части, ранжируя их по крупности в следующем порядке: 1) внемасштабные проявления основного или сопутствующего (индикаторного) полезного ископаемого; 2) очень мелкие месторождения (собственно проявления); 3) мелкие месторождения; 4) небольшие; 5) средние; 6) крупные; 7) очень крупные; 8) уникальные по масштабам месторождения. Следует подчеркнуть, что определение вероятных размеров только что выявленного, давно разведуемого и эксплуатируемого месторождения — задача исключительно сложная. Объективно оценить его масштабы представляется возможным только после полного завершения эксплуатационных работ, да и то не всегда. Дело в том, что под месторождением нередко понимается какой-то обособленный участок рудного поля (бассейна, структуры), отрабатываемый самостоятельно. По мере развития очистных работ такие участки нередко сливаются воедино, что ведет к переводу месторождения из одной размерной категории в другую, меняя иногда коренным образом ранее сложившиеся представления о его масштабах. Например, сульфидно-никелевые месторождения Садбери и Норильск. Первое представлено системой сближенных придонных залежей, рассматривавшихся в качестве сравнительно небольших самостоятельных месторождений, а в целом это крупнейший рудный объект. Второе месторождение долгие годы изучалось и разведывалось лишь в пределах горного отвода, однако за его границами были обнаружены еще более богатые рудные участки — месторождения Талнах и Октябрьское, представляющие с Норильском единую рудно-магматическую систему. То же можно сказать и в отношении Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения — это крупное рудное поле, объединяющее несколько десятков самостоятельных в геолого-структурном, минералого-технологическом и технико-экономическом отношении объектов.

При определении количественных параметров месторождений выделенных выше восьми групп необходимо учитывать, кроме фактора возможной рассредоточенности запасов по обособленным участкам, ряд дополнительных критериев: вид полезного ископаемого и характер распространенности, а также ценность (степень дефицитности), геолого-промышленные типы его месторождений, технико-экономические условия отработки, предопределяющие ожидаемый "потолок" годовой добычи, конъюнктуру на внутреннем и мировом рынке и др.

Характеризуя с точки зрения кондиционных требований основные виды рудных полезных ископаемых, В.И. Смирнов выделяет пять групп металлов: 1) черные, 2) цветные, 3) редкие, 4) радиоактивные, 5) благородные. Размерность запасов промышленных месторождений этих групп металлов колеблется в пределах соответственно (в т): 1) сотни тысяч — миллиарды, 2) тысячи и десятки тысяч — десятки миллионов, 3, 4) десятки и сотни — сотни тысяч, 5) тысячные доли — десятки тысяч. Эту шкалу можно дополнить месторождениями других видов твердых полезных ископаемых, а также топливно-энергетического сырья и подземных вод — порядок цифр в принципе не изменится. При этом возможные минимально допустимые размеры промышленно интересного объекта будут находиться в обратной зависимости от содержаний полезных компонентов.

Более существенную роль играет фактор, определяющийся геолого-промышленным типом (по В.М. Крейтеру и В.А. Перваго) месторождений данного вида полезного ископаемого. Как убедительно демонстрируется во многих публикациях на примере меднорудных месторождений, это понятие претерпевает сложную эволюцию во времени, обусловленную поступательным развитием научно-технического прогресса. Так, применительно к меди определяется четкая историческая смена ведущих геолого-промышленных типов ее месторождений примерно по следующей схеме: богатые, хотя и небольшие жилы → крупные колчеданные залежи со средними по качеству рудами → протяженные пластообразные тела медистых песчаников с несколько более бедными рудами → очень крупные штокверки, но обычно только с рядовыми и убогими рудами → океанические скопления медьсодержащих поликомпонентных конкреций, корок, рассолов и конусов (экономические критерии их отработки с достаточной полнотой пока еще не обоснованы). Для месторождений каждого геолого-промышленного типа полезных ископаемых существует свой, экономически строго обоснованный и теоретически возможный "потолок" запасов. Так, для жильных месторождений меди это будут десятки, редко сотни тысяч тонн, а для медно-порфировых (штокверковых) — миллионы и десятки миллионов тонн.

Возможный годовой "потолок" добычи в значительной мере определяется морфологией тел полезных ископаемых и технико-экономическими условиями их отработки. В частности, при одних и тех же запасах масштабы добычи при пологом залегании тел полезных ископаемых могут быть почти на порядок выше, чем при крутом. Наглядный пример — ртутные месторождения Монте-Амиата в Италии и Идрия в Югославии. Масштабы их соизмеримы — по различным оценкам общие запасы этих крупнейших объектов (2—3 места в мире после Альмадена) определяются в 100—200 тыс. т, однако в первом случае пик годовой добычи достигал 2 тыс. т металла, а во втором он не поднимался выше 400—450 т, т.е. на полпорядка ниже. Причина — в морфологии рудных тел: преобладание выдержанных пологих пластообразных залежей в Монте-Амиате и крутопадающих сложных столбов и систем гнезд — в Идрии.

Существенную роль в снижении "потолка" добычи играет технологический фактор, что можно видеть на примере золоторудных месторождений карлинского типа в США. Золото в них выделяется в дисперсном виде в почти неизмененных глинистых доломитах. Если обычные параметры для жильных кварцево-золоторудных месторождений определяются "двумя десятками" — запасы 10 т металла в рудах со средним содержанием золота 10 г/т, то здесь эти величины

как минимум на порядок меньше — 1 т и 1 г/т соответственно. Объясняется это эффективным использованием в данном случае метода кучного выщелачивания, резко снижающего себестоимость добычи золота из руд месторождений карлинского типа.

Отнесение изучаемого месторождения к той или иной группе по крупности в значительной мере зависит и от конъюнктуры на минерально-сырьевом рынке, которая меняется довольно часто и нередко в весьма значительных пределах. Эти колебания обусловливаются как состоянием мировой экономики, так и особенностями развития научно-технического прогресса. Роль первого фактора хорошо иллюстрируется динамикой нефтяного (кризис 1972 г.) и оловянного (резкий спад спроса в 1970—1980 гг.) рынка, а влияние второго не менее четко можно видеть на примере ряда редких металлов, обеспечивающих развитие новых отраслей промышленности, особенно наукоемких ее отраслей (полупроводники, лазерная и космическая техника и др.). Естественно, что рост спроса на новые виды минерального сырья требует выявления новых его источников: или за счет дополнительного обнаружения месторождений как традиционных, уже зарекомендовавших себя типов, так и принципиально новых — нетрадиционных, как это в свое время случилось с ураном, или за счет более полного и комплексного извлечения попутных компонентов из разрабатывающихся месторождений (получение ванадия из нефтей, попутное извлечение ряда редких и рассеянных элементов из медно-полиметаллических руд и др.).

Основываясь на изложенных выше в тезисной форме соображениях о критериях определения возможных масштабов месторождений полезных ископаемых, охарактеризуем условия и некоторые особенности формирования уникальных по своим размерам месторождений. Таких условий несколько.

1. Принадлежность к определенной геолого-тектонической эпохе минералообразования. На примере месторождений отдельных видов полезных ископаемых отчетливо устанавливается связь крупнейших мировых объектов с теми или иными эпохами в истории Земли: железорудных (джеспилитовая формация) и золото-урановых (древние конгломераты) — с архейскими и протерозойскими метаморфитами, галитовых — с палеозойскими эвапоритами, марганцевых — с кайнозойскими мелководными терригенными отложениями и т.д. В формировании уникальных по масштабам архейско-протерозойских месторождений решающую роль играли два фактора: массовые излияния глубинных рудоносных флюидов, что способствовало образованию подводных осадочно-эксгаляционных залежей, и чрезвычайно интенсивное развитие процессов механической эрозии пород, происходившей в условиях кислородной недостаточности. Оба этих процесса носили глобальный характер, охватывая огромные площади как континентов, так и морской акватории. При этом должны быть условия, способствующие последующей консервации ранее образованных месторождений и исключающие их полное или частичное разрушение. Такие условия наиболее характерны для платформенных областей, и поэтому не является случайностью, что именно в пределах платформ расположены наиболее крупные, вплоть до уникальных, месторождения многих рудных (медь, хромиты, марганец, золото Южной Африки, железо и редкие металлы Южной, уран Северной Америки и др.) и нерудных (нефть Западной Сибири и др.) полезных ископаемых. Напомним, что и крупнейшие открытия последних лет связаны именно с платформами (Олимпик-Дэм в Австралии, по образному выражению местных геологов, "мамонт рудной геологии"). С другой стороны, ряд уникальных рудных месторождений выявлен и в пределах молодых складчатых и вулканических зон (крупнейшие медные месторождения Чили, серебряный рудник Потоси, интенсивно разрабатывающийся с доколумбовых времен, и др.), хотя они образовались в приповерхностных условиях, но еще не "успели" подвергнуться глубокой эрозии. Сохранности некоторых месторождений способствовала, по Н.М. Синицыну, и их частая приуроченность к зонам перехода от

прогибов к поднятиям, где в течение ряда геологических эпох дневная поверхность могла стабилизироваться на примерно одних и тех же абсолютных отметках.

2. Связь с геологическими структурами глубокого и сверхглубокого заложения, преимущественно крупными, глобального масштаба, разломами. Последние не только являются выводящими каналами для рудогенерирующих растворов и эманаций, а также производных магматической деятельности, но и в значительной степени определяют характер примыкающих к ним бассейнов осадконакопления. Этим самым как бы перекидывается мостик между месторождениями двух ранее считавшихся взаимно исключающими друг друга группами — эндогенной и экзогенной. Сейчас становится все более ясным, что связующим звеном между ними служат, по-видимому, месторождения первоначально осадочно-эксгаляционного генезиса, подвергшиеся позднее метаморфизму, промышленное значение которых в последнее время резко возрастает. К ним относится значительная часть объектов стратиформного типа, локализованных в породах карбонатных (Миссисипи—Миссури), терригенных (Маунт-Айза) и вулканогенных (Хемло) комплексов.

При формировании стратиформных и стратиформноподобных месторождений, контролирующихся зонами долгоживущих глубинных разломов, происходит, с одной стороны, широкое рассеяние рудного вещества (например, громадные площади, "зараженные" свинцово-цинковой минерализацией в бассейне Миссисипи—Миссури, а также не менее грандиозные объемы пород в Ваньшаньской зоне Южного Китая, буквально "пропитанные" киноварью), а с другой — его концентрация в районах "рудных отдушин" (по А.В. Королеву), служивших каналами выноса особо концентрированных рудоносных растворов, давших начало наиболее крупным объектам, выделяющимся на фоне обширного ареала более мелких проявлений телетермального и подобного ему оруденения. Крупные и уникальные по масштабам медно-полиметаллические, ртутно-сурьмяные, а иногда золоторудные, флюоритовые, целестиновые и другие месторождения приурочены обычно к местам наиболее интенсивного проявления гидротермальной (включая и подводную эксгаляционно-поствулканическую) деятельности, тяготеющим к зонам максимальной литолого-фациальной изменчивости толщ рудовмещающих пород. Последний фактор в равной мере является контролирующим как для осадочного и осадочно-эксгаляционного, так и для гидротермального и особенно телетермального оруденения.

3. Рудоконтролирующая роль локальных изолированных структур трубчатого типа. Выше говорилось о "рудных отдушинах", представляющих собой чаще всего глубокие магмо- и рудовыводящие каналы, образование которых обусловлено возникновением тектонически ослабленных зон в местах изгиба региональных рудоконтролирующих разломов. Однако не менее часто встречаются такого типа "рудные отдушины", прямо не связанные с линейными структурами. Ослабленными и проницаемыми для рудоносных растворов и эманаций могут быть зоны пересечения глубоких разломов, места прорыва магматических масс и высокотемпературных флюидов и др. Классический пример — кимберлитовые трубки. К этому же типу относятся разнообразные трубки взрыва, выполненные эруптивными брекчиями, нередко рудоносными, жерла вулканов и прочие структуры вулкано-кальдерного типа, проплавленные магмой каналы, по которым происходит внедрение рудных (магнетитовых) и рудоносных (сульфидных и редкометальных) расплавов, разнотипные кольцевые (в том числе и импактные) структуры, с которыми связаны карбонатитовые и другие месторождения, сложно построенные интрузивно-субвулканические, изометричные в плане постройки, основу которых составляют штоки порфироидных пород, с ассоциирующими месторождениями медно- и молибденово-порфировых руд и др. Связь с описываемыми локальными структурами может быть косвенной, например компактное

трубчатое тело так называемых "монашеских" интрузивных брекчий явно глубинного происхождения, установленное на уникальном по масштабам ртутном месторождении Альмаден. В данном случае — это один из критериев глубинности рудогенерирующего очага.

Во всех перечисленных случаях оруденение весьма концентрированное — богатое и крупномасштабное. Причиной является наличие прямых и непосредственных связей подобного типа месторождений с глубинными рудогенерирующими очагами, являвшимися источником железорудных магм (Кирунавара), сегрегированных магматических сульфидных расплавов (Садбери), остаточных магм, обогащенных летучими компонентами (пегматитовые поля Скандинавии, Северной Америки, Афганистана), высокотемпературных газово-жидких эманаций (апограниты, пегматиты и грейзены), разнотемпературных гидротермальных растворов (медно- и молибденово-порфировые месторождения). Такая примерно природа свойственна некоторым вулканогенным и поствулканическим месторождениям цветных, редких и благородных металлов, связанным с конкретными вулканоструктурами (Маджарово, Макдермит), однако рудогенерирующие очаги в данном случае располагались, по-видимому, на более умеренных глубинах, поэтому месторождения этого типа имеют несколько меньшие масштабы.

Для месторождений, основными рудными составляющими которых (или агентами их переноса) являются легколетучие компоненты (ртуть и др.), может быть предложен еще один механизм формирования особо крупных объектов. Здесь имеется в виду фронтальное восходящее продвижение указанных компонентов, находящихся преимущественно в атомарной форме, с подмантийных глубин, а затем дифференциация единого их потока с выделением вихреобразных ветвей, аналогичных тем, что предполагается для глубинных тепловых потоков. При этом может происходить и рассеяние рудного вещества, чем и объясняется наличие протяженных зон и целых рудных провинций с заметно повышенным геохимическим фоном летучих элементов. Однако в случае резкого сужения их восходящего потока могут создаться условия для образования сверхкрупных концентраций того или иного компонента (Альмаден). Концентрация потока рудообразующих растворов (или газово-жидких эманаций?) здесь была столь высокой, что местными геологами даже высказано предположение, и весьма обоснованное, о возможном привносе ртути в форме сверхподвижного ртутно-сульфидного расплава. Аналогичная гипотеза, как известно, предлагалась и для объяснения генезиса Джезказганского медного месторождения.

Таким образом, особо крупные и уникальные по масштабам месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых следует прогнозировать в аномальных геологических позициях. Для их образования и сохранения необходимо сочетание большого числа благоприятных факторов. Ключ к расшифровке закономерностей размещения таких месторождений можно искать в общей истории развития не только земной коры, но и нижележащих оболочек земного шара, выделяя в них самые ранние неоднородности внутреннего строения, прослеживая их эволюцию и фиксируя все особенности геохимического фона (также в историческом разрезе). В своих последних работах В.И. Смирнов этим проблемам уделял особое внимание. Его классический прогнозно-глубинный разрез земной коры воспроизводился в публикациях многих ученых-металлогенистов.

Подчеркнем, что понятие об уникальном по масштабам месторождении не является стабильным. Оно меняется со временем и носит конъюнктурно-экономический характер. Тем не менее основу критериев обособления крупных, очень крупных и уникальных объектов составляют данные о структурно-геологических, тектоно-магматических и рудно-геохимических особенностях месторождений соответствующего вида полезного ископаемого. Главное здесь — не столько поиски черт сходства с аналогичными объектами этого же ряда, сколько обоснование их специфических, строго индивидуальных особенностей.

Уникальные в генетическом отношении месторождения с течением времени, как уже отмечалось, в большинстве случаев теряют свою "уникальность": в ходе последующих поисково-ревизионных работ подобные им объекты выявляются и в других минерагенических провинциях. Например, в последние годы это произошло с океаническими месторождениями оксидных (железо-марганцевые конкреции) и сульфидных (корки, конуса) руд. Обнаружение каждого нового генетического их типа здесь было непредсказуемым: сначала более или менее случайно были выявлены глубоководные скопления железо-марганцевых конкреций, затем установлено наличие корковых образований этого же состава, после чего последовали открытия металлоносных илов и рассолов, сульфидных корок и, наконец, крупных (с запасами до 1 млн т богатой руды и более) рудных конусов, связанных с выходами подводных термальных источников. Сейчас закономерности размещения и условия формирования месторождений всех перечисленных выше типов в основных чертах выяснены, чем предопределяется возможность уверенного их прогнозирования на новых участках океанического и морского дна. Это не означает, что возможности обнаружения океанических месторождений иных генетических типов уже полностью исчерпаны.

Другой пример — история развития минерально-сырьевой базы атомной промышленности. Первоначально ее основой являлись месторождения всего лишь двух—трех генетических типов: гнездообразные скопления массивных урановых руд в Южной Африке, жильные тела с рудами "пятиэлементной" формации в Центральной Европе и др. Однако по мере стремительного разворота поисковых работ и совершенствования радиометрической аппаратуры число вновь выявленных месторождений урана с каждым годом стало резко возрастать и, главное, столь же быстрыми темпами увеличивалось и количество новых генетических и геолого-промышленных их типов. Анализ эволюции уранового рудообразования, проведенный Н.П. Лаверовым, убедительно показал, что каждой исторической эпохе развития земной коры соответствует свой, строго определенный комплекс генетических и геолого-промышленных типов месторождений этого металла: от архейских, позже метаморфизованных россыпей, формировавшихся в условиях почти бескислородной атмосферы, до современных приповерхностных вадозно-инфильтрационных и калькретных залежей, образующихся буквально на глазах. Месторождения каждого вновь выявленного генетического и геолого-промышленного типа первоначально рассматривались в качестве необычных, нетрадиционных, а иногда и уникальных по условиям образования и нахождения объектов, а затем, по мере обнаружения новых представителей этого типа, они переходили в разряд обычных, традиционных.

Характерным примером являются также редкометальные месторождения, связанные с горизонтами разновозрастных вулканогенных туффитов. Первоначально их промышленное значение в отношении лития было доказано Т.М. Мацокиной применительно к Чаткало-Кураминской рудной провинции. Позже в Забайкалье и в других районах развития палеовулканизма в такой же позиции были выявлены горизонты, обогащенные не только литием, но и другими щелочными элементами — рубидием и цезием. В США, в молодой вулканокальдере Макдермит, также установлено наличие горизонтов, обогащенных литием. Наконец, недавнее открытие в Австралии уникального по масштабам редкометально-туффитового месторождения Фромэн, характеризующегося высокими концентрациями широкой гаммы редкоземельных, редких и редкощелочных элементов и запасами, позволяющими обеспечить более 50% общемировой потребности в этом виде минерального сырья, окончательно закрепило ведущую роль редкометальных туффитов в качестве месторождений нового геолого-промышленного типа. Таким образом, и здесь путь от первой уникальной находки до установления промышленной значимости нового типа месторождений, имеющего достаточно широкое распространение, оказался весьма коротким.

Столь же коротким является и время, потребовавшееся для завоевания общемирового признания золоторудных месторождений Карлинской группы в США в качестве одного из ведущих геолого-промышленных типов. Первая находка дисперсного золота в доломитах первоначально вызвала лишь удивление геологов—специалистов в области золоторудных месторождений. В настоящее время месторождения этого типа в США насчитываются десятками, а общие их запасы уже измеряются многими сотнями тонн при годовой добыче около 100 т.

Наряду с этим отмечаются и случаи, когда находки уникальных по условиям образования, виду полезного ископаемого и минеральному составу месторождений в течение весьма длительного времени так и остаются уникальными — единичными. В качестве примеров можно указать на месторождения бишофита в Приволжье и мономинеральных магнезиальных скарнов на Дальнем Востоке, сурьмяные месторождения, сложенные оксидными и оксихлоридными сурьмяными рудами, в Северном Алжире и Турции, ртутные месторождения, представленные самородной ртутью (Итомука в Японии) и сульфид-хлоридами (Макдермит в США), а также образующиеся при участии современных термальных источников (Сульфур-Бэнк в США) и др.

Открытия новых, нетрадиционных источников минерального сырья и новых генетических и геолого-промышленных типов месторождений, в том числе и крупных — вплоть до уникальных, можно ожидать и в будущем. Часть таких открытий можно прогнозировать, по мере накопления новой геологической информации все более уверенно. Для выявления нового вида полезного ископаемого, как, например, дисперсного золота в месторождениях карлинского типа и неминеральных скоплений редких металлов в туффитах и черных сланцах, необходимо максимально использовать методы поисковой геохимии, обращая особое внимание на расшифровку аномалий, характеризующихся необычными условиями локализации.

В.И. Смирнов в своем учебном курсе по геологии полезных ископаемых, в течение последних 30 лет выдержавшем четыре издания, систематически отражал динамику изменения и расширения видов полезных ископаемых, вовлекаемых в промышленное производство, а также появление месторождений новых геолого-промышленных типов. От издания к изданию расширялся круг описываемых им промышленно-интересных объектов, что позволяло держать слушателей в курсе всех последних новинок в области экономической геологии.

# Содержание

Предисловие ..... 3
*А.Д. Щеглов.* Тектонические режимы и рудные месторождения (некоторые аспекты связи эндогенного рудообразования с тектоникой) ..... 5
*Г.Н. Щерба.* Земная кора и металлогения ..... 22
*Н.Л. Добрецов.* Докембрийские офиолитовые пояса Южной Сибири и их металлогеническое значение ..... 32
*Д.В. Рундквист.* Особенности геологического развития и металлогении байкалид ..... 44
*Г.А. Твалчрелидзе.* Эволюция фанерозойской металлогении Кавказа и Карпат ..... 66
*И.Н. Томсон, В.С. Кравцов.* Взаимоотношение раннеорогенных и позднеорогенных рудных поясов ..... 79
*Я.Н. Белевцев.* Металлогения щитов и метаморфогенное рудообразование ..... 86
*Е.А. Кулиш.* Эволюция метаморфогенного рудообразования в истории литосферы ..... 95
*В.И. Казанский.* Задачи и первые результаты глубокого бурения в рудных районах ..... 104
*В.И. Рехарский, Ю.П. Диков, С.П. Долин, Л.М. Мухин, М.В. Герасимов.* Особенности дифференциации вещества протокоры и начальный рудогенез ..... 117
*И.Д. Рябчиков, Г.П. Орлова.* Мантийные флюиды и эволюция процессов рудообразования ..... 128
*В.И. Старостин.* Роль расплавов в формировании рудных месторождений ..... 137
*А.Г. Твалчрелидзе.* Теория ритмичной зональности жильных рудных тел ..... 155
*Г.Б. Наумов.* Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования ..... 167
*А.А. Пэк.* Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов ..... 184
*А.И. Кривцов.* Характеристика рудообразующих систем — состояние проблемы ..... 200
*Н.С. Скрипченко.* Литоформационная и генетическая основа моделирования рудообразующих систем в осадочных породах ..... 211
*Н.А. Шило, Н.Г. Патык-Кара.* Минерагения и коренные источники россыпей платформенных областей ..... 218
*Р.М. Яшина, В.А. Кононова.* Металлогенические аспекты щелочного магматизма ..... 233
*Н.А. Озерова, Г.А. Карпов, Н.Р. Машьянов, М.А. Груздева, А.Е. Чернова.* О современном ртутно-сурьмяно-мышьяковом рудообразовании ..... 244
*Л.Н. Овчинников.* Вероятность нахождения рудных месторождений ..... 263
*В.П. Федорчук.* О некоторых особенностях уникальных месторождений ..... 275

# Contents


Introduction ..... 3

*A.D. Shceglov.* Tectonic regimes and ore deposits (some aspects of the relation of endogenic ore-formation and tectonics) ..... 5

*G.N. Shcherba.* The Earth crust and metallogeny ..... 22

*N.L. Dobretsov.* Precambrian ophiolite belts in South Siberia and their importance from the point of metallogeny ..... 32

*D.V. Rundkvist.* Special features of the geological development of baikalide metallogeny ..... 44

*G.A. Tvalchrelidze.* Evolution of Phanerozoic metallogeny in the Caucasus and the Carpathians ..... 66

*I.N. Tomson, V.S. Kravtsov.* Interrelation of early orogenic and late orogenic ore belts ..... 79

*Ja.N. Belevtsev.* Metallogeny of shields and metamorphogenic ore-formation process ..... 86

*E.A. Kulish.* Evolution of metamorphogenic ore-formation in the hystory of lithosphere ..... 95

*V.I. Kazansky.* Tasks and first results of deep drilling in mining regions ..... 104

*V.I. Rekharsky, Yu.P. Dikov, S.P. Dolin, L.M. Mukhin, M.V. Gerasimov.* Peculiarities of the protocrust material differentiation and initial ore genesis ..... 117

*I.D. Ryabchikov, G.P. Orlova.* Mantle fluids and evolution of ore-forming processes ..... 128

*V.I. Starostin.* The role of melts in the process of formation of ore deposits ..... 137

*A.G. Tvalchrelidze.* The theory of rhythmic zonality of vein ore bodies ..... 155

*G.B. Naumov.* A structural geochemical approach to solving ore-formation problems ..... 167

*A.A. Pek.* Orogenesis, erosion and hydrothermal ore formation the hypothesis of thermal and geodynamic relation of the processes ..... 184

*A.I. Krivtsov.* The characteristics of ore-forming systems — a state of the problem ..... 200

*N.S. Skripchenko.* Lithoformational and genetic basis for modelling of ore-forming systems in sedimentary rocks ..... 211

*N.A. Shilo, N.G. Patyck-Kara.* Minerageny and fundamental sources of placers in platform regions ..... 218

*R.M. Yashina, V.A. Kononova.* Metallogenic aspects of the alkaline magmatism ..... 233

*N.A. Ozerova, G.A. Karpov, N.R. Mashjanov, M.A. Gruzdeva, A.E. Chernova.* On a modern mercury-antimony-arsenic ore-formation ..... 244

*L.N. Ovchinnikov.* Probability of discovering ore deposits ..... 263

*V.P. Fedorchuck.* On some specific features of unic deposits ..... 275

Научное издание

**ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

*Утверждено к печати*
*Научным советом по проблемам рудообразования и металлогении при ОГГГГН*

Художник *Н.И. Казаков*
Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *Л.В. Русская*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 47260
Подписано к печати 11.06.90. Т—10018
Формат 70×100$^{1}/_{16}$. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 23,4+0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 23,8
Уч.-изд.л. 27,2. Тираж 700 экз. Тип. зак. 462
Цена 5р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## В издательстве "Наука" готовятся к печати следующие книги:

**Лампроиты.** 25 л. 5 р.

Обобщены новейшие результаты фундаментальных исследований по петрологии и минералогии лампроитов — нового некимберлитового источника алмазов. Предложена систематика и номенклатура лампроитов. Произведен анализ геодинамической обстановки проявления лампроитового магматизма. Впервые приводятся детальные оригинальные материалы по лампроитам Советского Союза. В сравнительном плане показаны типоморфные особенности минералов (силикаты, оксиды, восстановленные фазы) и петрогеохимия лампроитов из главнейших провинций Мира. Рассмотрены условия генерации и кристаллизации высококалиевых магм.

Для геологов широкого профиля, петрологов, геохимиков и минералогов.

Яншин А.Л. **Основные глобальные экологические проблемы современности: 29-е чтение им. В.И. Вернадского.** 2 л. 40 к.

Из многочисленных экологических проблем автор доклада рассматривает следующие: изменение климата Земли под влиянием парникового эффекта; истощение озонного слоя стратосферы; кислотное загрязнение нижних слоев стратосферы атмосферы, дождевых вод и почв; опустынивание и обезлесение планеты; загрязнение Мирового океана; обеднение генетического фонда планеты из-за вымирания и полного исчезновения многих десятков и сотен видов животных и растений.

Для широкого круга читателей.

**Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах.** 18 л. 3 р. 60 к.

В книге приведены результаты экспериментальных исследований равновесий флюидов с магматическими системами. Отражено современное состояние этой важной проблемы магматизма, рассмотрены различные аспекты флюидно-магматических взаимодействий, а именно, растворимость летучих компонентов, окислительно-восстановительные равновесия с участием железа, хрома, ванадия, никеля, меди и др., фракционирование петрогенных, редких, редкоземельных и рудных элементов между фазами.

Для петрологов, минералогов и геохимиков.

**Логойский метеоритный кратер** / Глазовская Л.И., Громов Е.И., Парфенова О.В., Илькевич Г.И. 10 л. 2 р.

В Логойском метеоритном кратере главным объектом исследований были импактиты (зювиты и тагамиты), а также импактные стекла. Для их изучения использованы массовые микрозондовые анализы, изотопный состав кислорода в стеклах и породах мишени, метод малоуглового рассеяния. Все это позволило установить, что для кратеров с двуслойной мишенью образование ударного расплава происходит за счет пород кристаллического основания.

Для специалистов, занимающихся изучением импактных структур, и геологов.

Конова Н.И., Летунова С.В. **Марганец в биосфере (экологические аспекты).** 15 л. 3 р.

В книге изложены современные представления о поведении марганца в биосфере и его биологическая роль. Обобщены результаты многолетних исследований биогеохимии марганца и железа в условиях марганцевых биогеохимических провинций. Рассмотрены особенности вовлечения данных элементов различными звеньями биогеохимической пищевой цепи в биогенную и водную миграцию, изучено влияние на эти процессы интенсивной антропогенной деятельности. Особое внимание в книге уделено геохимической экологии микроорганизмов в условиях избытка марганца в естественной и техногенной среде обитания, разработке новых биогеохимических критериев оценки ответных реакций организмов на загрязнение окружающей среды данным элементом.

Для специалистов в области биогеохимии, геохимической экологии, сельского хозяйства и охраны окружающей среды.

## Адреса книготорговых предприятий "Академкнига" с указанием магазинов и отделов "Книга–почтой"

**Магазины "Книга–почтой":**

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

**Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга–почтой":**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга–почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга–почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга–почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга–почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга–почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга–почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга–почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга–почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга–почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга–почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга–почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга–почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга–почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга–почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга–почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга–почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга–почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга–почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга–почтой"

5230

5 р. 60 к.

