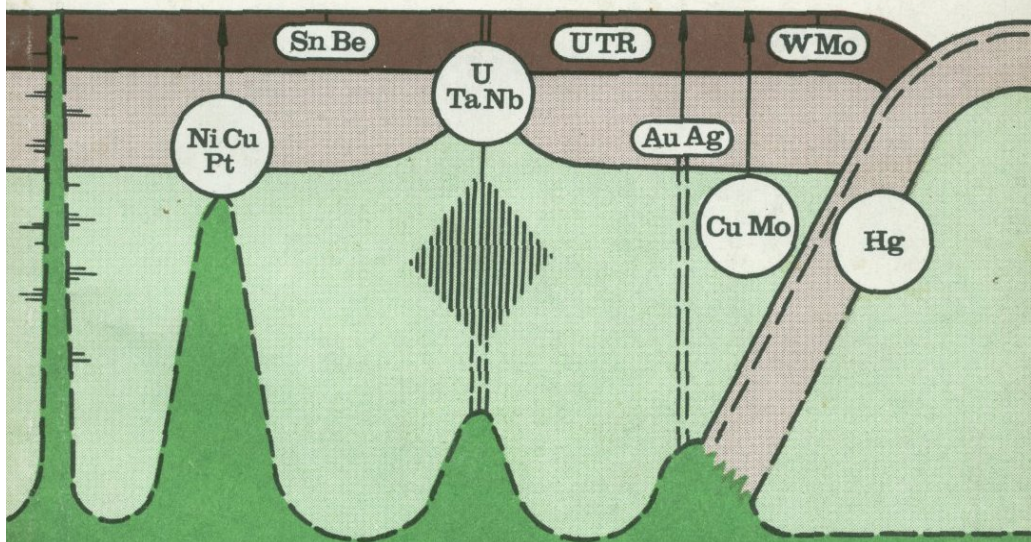


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ЭНДОГЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

# ЭНДОГЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Ответственный редактор  
академик Ф.В. ЧУХРОВ



Москва  
"Наука"  
1987



4940

**Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987.**

В монографии обобщены результаты многолетних исследований по проблеме эндогенных источников рудного вещества. Выделены и охарактеризованы основные типы источников. Рассмотрены закономерности перераспределения рудных элементов в эволюционирующих магматических и метаморфических рудообразующих системах, условия мобилизации рудного вещества, особенности миграции и концентрации рудных элементов. Описаны источники рудного вещества сульфидных медно-никелевых (с платиноидами), оловорудных, золоторудных, свинцово-цинковых, ртутных, редкометалльных месторождений. Отмечены особенности источников рудного вещества крупных и уникальных эндогенных месторождений.

Ил. 47. Табл. 17. Библиогр. 148 назв.

**Редакционная коллегия:**

академик *Ф.В. Чухров* (ответственный редактор),  
*В.И. Рехарский*, чл.-кор. АН СССР *И.Д. Рябчиков*,  
*Ю.Г. Сафонов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема источников рудного вещества, концентрирующегося в месторождениях, или в более кратком выражении — проблема источников рудных месторождений, занимает в настоящее время одно из центральных мест в теории рудообразования. За сравнительно короткий срок эта проблема перешла из разряда общенаучных, поисково-постановочных в фундаментальные, с разработкой которых связывается дальнейший прогресс теории рудообразования и ее важнейших направлений.

В 1960-е годы В.И. Смирновым, Л.Н. Овчинниковым, А.И. Тугариновым, Ф.К. Шипулиным и др. определено общее содержание проблемы источников эндогенных рудных месторождений. Выделены основные типы таких источников. Заметные успехи по проблеме были достигнуты в 70-х годах. Результаты исследований этого этапа наиболее полно отражены в специальной книге "Источники рудного вещества эндогенных месторождений" (1976).

Значимость проблемы особенно возросла в последние годы, когда активное развитие получили такие направления исследований рудных месторождений, как разработка генетических моделей рудных формаций, системный анализ процессов образования месторождений — разработка представлений об общих эндогенных рудообразующих системах и более конкретных моделей рудно-магматических, метаморфических, структурно-геодинамических и других систем. В оптимальном варианте модельные построения, как и системная реконструкция процессов рудообразования, должны охватывать области как рудоотложения, так и генерации рудоносных магм или рудоносных флюидов с достаточно конкретной характеристикой их источников по природе, вещественному и энергетическому состоянию, положению в пространстве и т.д. От уровня такой конкретизации зависят эффективность указанных разработок, возможность их использования для совершенствования научно-методических основ прогнозирования и поисков эндогенных рудных месторождений.

К настоящему времени существенно пополнились сведения о природе магматических источников рудного вещества, что связано с прогрессом в общей и экспериментальной петрологии и геохимии. Получены новые данные по поведению флюидов в земной коре, механизму переноса и концентрации рудных элементов, конкретизировались наши представления об источниках вещества месторождений определенных типов. Вместе с тем остаются не раскрытыми многие стороны соотношений магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в рудообразовании. Слабо изучены соотношения эндогенных процессов, оп-

ределяющих металлогеническую специализацию крупных регионов, областей, рудных поясов и районов и другие вопросы.

Перед авторами предлагаемой монографии стояла задача рассмотреть современное состояние проблемы эндогенных источников рудного вещества. Неодинаковая изученность различных сторон проблемы естественно отразилась на недостаточно полной увязке различных глав монографии. Естественно, сказываются и различия точек зрения авторов на некоторые вопросы тектоники, петрологии, геологии и геохимии рудных месторождений. Особенно это касается тектонических аспектов развития эндогенных процессов, в частности гипотезы тектоники плит и связанных с ней вопросов магмо- и рудообразования.

В гл. 1 охарактеризованы общие подходы к систематизации источников магм, флюидов и рудного вещества. При рассмотрении источников магм и флюидов использованы современные данные о мантийных и коровых магматических процессах. Источники вещества описываются на основе магматических, геохимических, изотопных и геологических критериев их выделения.

В последующих главах отдельно характеризуются магматические (гл. 2) и метаморфические (гл. 3) рудообразующие системы, с большим вниманием к первым. Среди них выделяются гипербазит-базитовые и гранитоидные системы. Отдельно анализируются проблемы мобилизации рудного вещества мантийными и коровыми флюидами (гл. 4).

В главах 5–8 источники вещества не являются основным объектом рассмотрения. В этих главах главное внимание уделено закономерностям миграции рудоносных расплавов и флюидов (гл. 5), формам переноса рудных элементов в гидротермальных растворах (гл. 6) и закономерностям концентрации рудных элементов на геохимических барьерах (гл. 7). Однако, указанные вопросы, как и вопросы эволюции структур земной коры и эндогенных рудообразующих систем (гл. 8), тесно связаны с основным предметом настоящей работы и содержат материалы, приложимые к оценке источников магм – флюидов – рудного вещества в различных геологических и физико-химических условиях.

В завершающей монографию гл. 9 дается разработка проблемы источников рудного вещества применительно к отдельным группам эндогенных месторождений – к месторождениям олова, золота, свинца и цинка, ртути и сурьмы. Анализируется специфика источников крупных месторождений.

В заключение подчеркнуты актуальные направления дальнейших исследований по проблеме с учетом ее все возрастающего научного и прикладного значения.

## ТИПЫ ИСТОЧНИКОВ МАГМ, ФЛЮИДОВ И ЭНДОГЕННОГО РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Процессы формирования рудных месторождений любого типа включают концентрирование полезных компонентов, первоначально находившихся в рассеянном состоянии в значительных объемах магм или пород, относящихся к магматическим, метаморфическим или осадочным формациям и являвшихся источниками рудного вещества. Выявление этих источников фактически предполагает расшифровку геохимической истории рудных элементов, поведение которых в значительной степени контролировалось законами межфазового распределения компонентов.

На самом раннем этапе возникновения Земли в распределении элементов ведущую роль, вероятнее всего, играли равновесия между разреженно-газовой и твердой фазами в протопланетном веществе. Последовательность перехода рудных компонентов в конденсированные фазы зависела от упругости паров рассматриваемых элементов и их соединений. К наиболее высокотемпературным "рудным конденсатам" относятся W, Mo, Ta, Zr, редкие земли. Железо-никелевый сплав мог конденсироваться приблизительно при тех же условиях, что и форстеритовый компонент оливина. По мере снижения температуры в твердые фазы переходили Cr, Au, As, Cu, Ag, Sb, Sn, Zn, Pb, Bi. При разделении вещества планеты на металлическое ядро и силикатную мантию в ядро должны были интенсивно уходить сидерофильные элементы, что снижало потенциальную рудогенерирующую способность мантии и внешних оболочек в отношении этих элементов. Тем не менее количества сильно сидерофильных металлов (особенно элементов платиновой группы) в мантии и, как следствие, во внешних оболочках Земли несколько выше, чем это диктуется условиями равновесного распределения компонентов между металлической и силикатной фазами, что, по-видимому, свидетельствует о перекрывании во времени процессов аккреции и сегрегации металлического ядра.

Последующая эволюция Земли сопровождалась интенсивным перемещением мантийного вещества, связанным либо с нисходящими потоками огромных масс металлической фазы, либо с энергичной тепловой конвекцией недр ранней горячей Земли. Вся последующая геохимическая история состоит в отходе от относительной гомогенности, который выражается в формировании нескольких геохимически различных мантийных резервуаров и внешних оболочек.

Важными причинами гетерогенизации являлись процессы взаимодействия между мантией и земной корой, частичного плавления мантийного субстрата, фракционной кристаллизации возникающих магматических расплавов, а также циркуляция водных и водно-углекислых флюидов в мантии и земной коре и, возможно, сегрегация несмешивающихся с

силикатными магмами сульфидных расплавов. Перераспределение элементов происходило в разных условиях. Например, хром концентрировался в ходе магматической кристаллизации. Для меди и платиноидов решающую роль играла экстракция металлов сульфидным расплавом. Так называемые несовместимые элементы накапливались в остаточном расплаве и переходили во флюид на поздне- и постмагматической стадиях. Дискретное формирование месторождений обусловливается крайней степенью проявления процессов разделения элементов, протекающих в мантии, в ходе образования континентальной земной коры и при внутрикоревой геохимической дифференциации. К последним, наряду с процессами генерации магм и их кристаллизации, сопровождающейся дистилляцией флюидов, относятся также механизмы концентрирования рудных компонентов, протекающие в ходе метаморфизма и осадочной дифференциации.

Таким образом, решение проблемы источников вещества рудных месторождений значительно затрудняется многоэтапностью процессов концентрирования металлов и возможностью участия нескольких источников в формировании определенных типов месторождений. Особенно сложные взаимоотношения реализуются, если рудогенез протекает в пределах континентальной коры. Продукты дифференциации мантийных расплавов, коровых сиалических магм, и вещество, мобилизуемое в ходе метаморфических и осадочных процессов, могут смешиваться в различных пропорциях, что в одних случаях будет способствовать интенсификации мобилизации рудного вещества, а в других — приводить к его концентрированной фиксации. Возможны ситуации, в которых рудные металлы, вода и аниогенные комплексобразующие компоненты, а также петрогенные элементы, участвующие в рудообразовании, будут иметь различные источники.

Систематизация данных об источниках рудного вещества возможна на различных основах. Для целей металлогенического районирования и понимания металлогенических особенностей отдельных крупных территорий важно установить общую зависимость мобилизации и концентрации рудного вещества от геологической и геодинамической обстановок, особенно от проявления магматизма определенного типа. В рамках рудного района — рудного поля — основное значение имеет установление конкретных связей с теми или иными источниками, с возможной геологической и геохимической конкретизацией последних.

В настоящей главе основное внимание уделено общей систематизации и характеристике источников. Проявления магматизма при этом рассматриваются с учетом концепции тектоники литосферных плит. Выделение и описание источников магм, флюидов и рудного вещества проводились на основе анализа и обобщения многочисленных литературных данных и собственных геологических, петрографических и геохимических материалов, сведений об изотопном составе свинца, стронция, неодима, гафния и других элементов. Кроме того, использовались данные о закономерностях распределения элементов в базальтах срединно-океанических хребтов (СОХ), внутриплитовых базальтах, мантийных нодулях, магматических породах континентов и эндогенных месторождениях [80].

Все это позволило говорить о следующих главных типах эндогенных источников.

#### I. Подкоровые источники.

1. Первичная (примитивная) мантия: толеитовые магмы внутриплитных континентальных областей.
2. Истошенная (деплементированная) мантия: толеитовые магмы срединно-океанических хребтов, внутренних морей, инициальной стадии складчатых областей.
3. Обогащенная мантия: щелочная и андезитовая известково-щелочная магмы; кимберлитовая магма.

#### II. Коровые и смешанные источники.

1. Магматические: известково-щелочная кислая магма; сиалическая магма.
2. Внемагматические.

### ИСТОЧНИКИ МАГМ

**Подкоровые источники.** Подкоровое вещество может быть источником рудоносных как магм, так и флюидов. О составе подкорового вещества судят по составу выплавленных магматических продуктов, по составу углистых хондритов и ксенолитов (нодулей) глубинных подкоровых пород, выведенных на поверхность кимберлитами или щелочными базальтоидами. На основании этих данных и теоретических построений многие исследователи пришли к выводу об ультраосновном составе мантии. Состав мантийных нодулей и мантийных магм позволяет считать, что мантия представлена перидотитами, вебстеритами, дунитами и пироксенитами.

Строение мантии зональное. На глубинах порядка 40–60 км ниже подошвы земной коры она имеет гранат-перидотитовый состав. Выше развиты шпинелевые, а на границе с корой – плагиоклазовые перидотиты.

Изотопные и геохимические исследования базитов и нодулей свидетельствуют, по крайней мере, о трех вещественных типах мантии: примитивной, истощенной элементами с большими ионными радиусами и обогащенной указанными элементами. Предполагается, что на рубеже 2,5–2,0 млрд лет произошла главная дифференциация первичной мантии с образованием истощенной мантии и земной коры. Истошение мантии происходит и до сих пор, в первую очередь в зонах срединно-океанических хребтов. Многие исследователи считают, что на глубине порядка 500–700 км в зонах магмообразования сохранилась первичная недифференцированная мантия, являющаяся в первую очередь источником флюидов и магм, обогащенных элементами с большими ионными радиусами.

Флюиды, видимо, перерабатывают более верхние горизонты мантии, в том числе истощенной, образуя участки обогащенной мантии. Не исключено, как уже говорилось, что среди истощенной мантии могли сохраниться отдельные участки примитивной мантии.

Рассмотрим несколько подробнее характеристику мантийного вещества на основе имеющихся материалов по нодулям [135].

Шпинелевые перидотиты – наиболее часто встречающиеся породы в нодулях щелочных базальтов. Чаще всего их разделяют на "сухую" и "мокрую" серии в зависимости от отсутствия или наличия в ультрабазитах гидроксилсодержащих минералов (слюда, амфибол). При общей бли-

зости химического состава пород обеих серий для "мокрой" серии характерно более высокое содержание калия, фосфора и редкоземельных элементов. Существенно различаются по геохимическим параметрам серии зеленых перидотитов (чаще лерцолитов) с клинопироксеном, богатым хромом, и темных перидотитов (чаще пироксенитов) с клинопироксеном, богатым алюминием, титаном и бедным хромом. Эти две серии в сводке Мензиса [135] названы ксенолитами типа I и типа II. Ксенолиты типа I разделены на IA и IB группы, каждая из которых в свою очередь делится на неметасоматизированные и метасоматизированные разности. Ксенолиты группы IA близки по изотопным характеристикам к источнику базальтов СОХ, т.е. истощенной мантии, а ксенолиты группы IB — к среднему составу Земли.

Примером наиболее примитивной мантии, близкой к пиролиту или среднему составу примитивной мантии, по крайней мере по общему составу и распределению редкоземельных элементов, является мантия под Северной Монголией [33]. Однако при наличии образцов примитивной мантии здесь среди нодулей мы имеем все переходы от нее до достаточно глубоко деплетированной мантии, т.е. потерявшей пикритовый или базальтовый компонент. Этот процесс деплетирования в массовом масштабе протекал в данном регионе более 1 млрд лет тому назад. В то же время всего около 40 млн лет назад мантия под Северной Монголией подверглась метасоматозу [25, 34]. При этом лерцолит мог превращаться в темный пироксенит, а затем и в эклогитоподобную грубозернистую ("пегматоидного" облика с друзами граната и пироксена) породу [34]. Т.е. мантия в результате эволюции даже в одном регионе может быть весьма неоднородной.

Проявления магматизма, по крайней мере с протерозоя и до современности, были приурочены к границам литосферных плит и к внутриплитовым активным зонам. Магматизм границ плит разделяется на магматизм конструктивных границ (раздвижение плит) и магматизм деструктивных границ (сближение плит). Известно раздвижение океанических и континентальных плит, приводящее к образованию океанических и континентальных рифтовых зон. Для океанических рифтов наиболее характерны низкокальциевые толеитовые базальты СОХ. Палеотипные их аналоги распространены в офиолитах.

Для внутриконтинентальных рифтов характерен бимодальный базальт-риолитовый (иногда с комендитами) и высокощелочной с карбонатитами магматизм. Риолиты и комендиты чаще возникают при плавлении континентальной коры над поднимающимся вверх разогретым мантийным диапиром, хотя могут быть и дифференциатами базальтовых магм.

Магматизм сближения плит проявляется в обстановках внутриокеанических островных дуг, активных континентальных окраин (с островными дугами и без них — типа андийской) и зон столкновения (коллизии) континентов. Для первых двух наиболее характерен известково-щелочной магматизм нормальной (андезиты—гранодиориты) и повышенной (шошониты—монзониты) щелочности. Более калиевые магмы формируются над более глубокими частями зон Заварицкого—Беньофа, участвуя в латеральной тектоно-магматической зональности, выражающейся в повышении щелочности, особенно содержания калия при постоянстве

Рис. 1. Корреляция стронциевых и неодимовых изотопных данных по базальтам по Вассербургу и др.

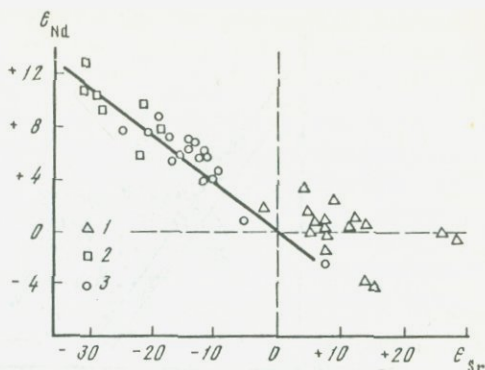
1 — континентальные платобазальты; 2 — базальты срединно-океанических хребтов; 3 — базальты островных дуг

содержания кремнезема, от фронтальных к тыловым частям дуг. Для активных континентальных окраин типично широкое развитие кислых магм известково-щелочной серии и палингенных сиалических. В зонах столкновения континентов происходит сгущивание и утолщение континентальной коры и она подвергается высокотемпературному метаморфизму (вплоть до гранулитов), гранитизации (гранито-гнейсовые купола), мобилизации и выплавке сиалических магм, давших гранитные батолиты.

В качестве внутриплитового магматизма рассматриваются те его проявления, которые не контролируются границами литофильных плит. Для этих обстановок типичны щелочные базальты и связанные с ними другие щелочные и ультращелочные породы, траппы, кимберлиты, иногда некоторые кислые породы (граниты плато Джос в Нигерии, Уайт Маунтинс в Аппалачах). Могут возникать и сложные геодинамические обстановки со смешанным магматизмом [6].

При рассмотрении примитивной мантии важно отметить существование изотопного (стронций, неодим и др.) контраста между базальтами СОХ и континентальными платобазальтами — траппами, что свидетельствует о появлении двух типов мантийных источников. Наличие  $\epsilon_{Nd} = 0^1$  для траппов подтверждает, что эти лавы отделены от недифференцированного мантийного источника. Как уже говорилось, траппы относятся к внутриплитовому магматизму, к которому отнесены также породы Гавайских островов, Йеллоустонского парка, и не случайно в последних, как в магмах из наиболее глубоких источников, отмечается самое высокое значение  $3\text{He}/4\text{He}$ . На изотопной диаграмме (рис. 1)  $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$  составы платобазальтов с низкими  $\epsilon_{Sr}$  представляют собой конечный член в модели смещения двухкомпонентной системы вдоль тренда мантийной эволюции. Небольшие смещения составов траппов от этого тренда в сторону положительных значений  $\epsilon_{Sr}$  обычно интерпретируются как результат умеренного эффекта коровой контаминации, которая также должна сместить величину  $\epsilon_{Sr}$  на 0,5–1,0 вправо. Примитивная мантия могла быть также одним из источников для других типов магм (внутриплитовые океанические магмы, некоторые из островодужных магм и др.).

Изотопные составы истощенной мантии ( $\epsilon_{Nd} \sim +10$  и  $\epsilon_{Sr} \sim -30$ ) рас-



<sup>1</sup> $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Sr}$  — относительные отклонения измеренных значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от принятых значений для однородного хондритового резервуара (CHUR) соответственно 0,512638 и 0,7045.

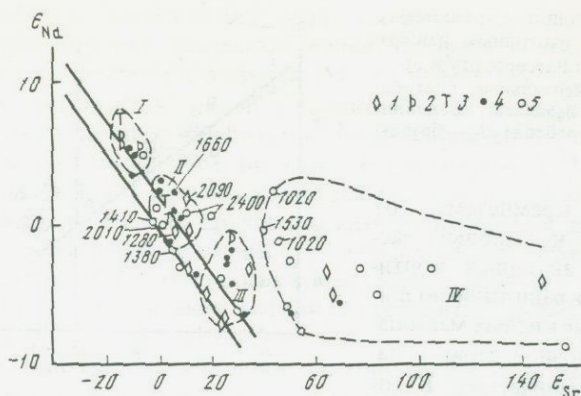


Рис. 2. Корреляция стронциевых и неодимовых изотопных данных по гранитоидам [1]

I—III — поля мантийных соотношений  $\epsilon_{Sr}/\epsilon_{Nd}$ ; IV — коровое поле этих величин. I — гранитоиды; 2 — кварцевые диориты; 3 — тоналиты и плагииграниты; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; числа — возраст докембрийских гранитоидов (млн лет)

полагаются там же, где и составы базальтов COX. Этим наряду с многочисленными геохимическими данными доказывается, что источником магм базальтов COX является истощенная мантия. По многим представлениям мантия стратифицирована так, что ее верхняя часть в большей степени отвечает деплетированной, а нижняя — примитивной недифференцированной мантии. Смещение этих двух источников используют для объяснения возникновения внутриплитовых океанических магм и, возможно, некоторых магм деструктивных границ плит.

Для обогащенной мантии, возникающей при метасоматической переработке деплетированной мантии с привнесом калия, рубидия, легких р.з.э., фосфора и других контрастных элементов, отмечается отклонение изотопного состава вправо от мантийного тренда, в первую очередь за счет увеличения  $\epsilon_{Sr}$  (рис. 2). Обогащенная мантия играла определяющую роль в качестве источника магм с высокими значениями  $(Ce/Yb)_N$ : кимберлитовых, щелочно-базальтовых, лампроитовых.

**Коровые и смешанные источники.** Среди коровых источников имеют важное значение как магматические, так и внемагматические.

В магмообразовании большую роль играют континентальная и океаническая коры; определенное участие принимает также подкоровое вещество. В обстановках деструктивных границ литосферных плит возникают известково-щелочные магматические серии. Причем более базитовые члены этих серий теснее связаны с источниками океанической, а более кислые — с источниками континентальной коры. Различие источников магматизма океанической (базитовой) и континентальной кор четко выражается, например, в понижении величины Rb/Sr (соответствующего изменения Sm/Nb, Lu/Hf) при переходе от второй к первой. На этом же основании выделяют источники магм в верхней континентальной коре, амфиболитах, гранулитах нижней части коры, учитывая понижение величины Rb/Sr и соответствующее уменьшение  $I_{Sr}^0$ , повышение  $I_{Nd}^0$  в перечисленной последовательности источников.

Прежде чем характеризовать более подробно упомянутые источники, сделаем следующие замечания, особенно важные для кислых и средних магм. Магматический источник — это минеральный субстрат, в пределах которого образуются первичные магмы. Без такого ограничения термин "источник магм" теряет свою определенность, и в принципе любые (коровые и мантийные) породы и магма могут быть выделены из мантии, а еще точнее, — из первичного вещества Земли. Только магмы юных островных дуг, заложенных исключительно на коре океанического типа, имеют некоторые изотопные характеристики, близкие к базальтам СОХ [125], и, следовательно, могли бы иметь источником океаническую кору. Однако многие геохимические и изотопные данные, в первую очередь распределение редкоземельных элементов в магмах деструктивных границ плит, свидетельствуют, что океаническая кора могла быть только одним из источников, к которому добавляются мантийные, а иногда и континентально-коровые источники. Точно разделить их роль при образовании тех или иных магм трудно. Поэтому коровые и смешанные источники мы рассматриваем совместно на примере магматических пород, варьирующих по составу от основных до кислых, а также древних (архейских) кислых магматических пород.

Довольно сложными являются источники магм андезитовой серии в деструктивных границах литосферных плит и орогенных структур складчатых поясов (для краткости — орогенных магматических серий). Это связано с очень широким разнообразием составов магматических пород (базальтов, андезитов, дацитов, риолитов различных рядов щелочности и петрохимических серий). Отношения концентраций ряда индикаторных элементов, как и изотопные отношения, являются показателями источника магм [125], так как они сохраняются постоянными при анатексисе или дифференциации магмы вплоть до 10% расплава. Высокие значения отношений Ba/La, Th/La, La/Nb в породах орогенных серий указывают на то, что их источник отличается от источника океанических базальтов. По отношению к р.з.э., которые близки в орогенных андезитах и океанических базальтах, источник островодужных магм обогащен Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U, P, обеднен Nb, Ta и в меньшей степени Ti, Zr и Hf. Величина Ba/Ta > 450 для пород — хороший диагностический признак островодужных магм.

Аналогичный вывод о разных источниках можно сделать и для островодужных и задуговых магм. Изотопные данные позволяют наметить четыре компонента источников орогенных магм: базальты СОХ, т.е. деплетированная верхняя мантия; гетерогенная мантия — переработанный материал зон субдукции; морская вода и силикатная кора. Субдуцированная океаническая кора или мантия, переработанные в процессе субдукции, представляют собой комбинации из двух или более перечисленных выше источников.

Изотопный состав Sr, Nd, He и  $\delta^{18}\text{O}$  в большинстве орогенных андезитов в общем может быть мантийными. Однако только базальты и андезиты (но не дациты) таких океанических или юных дуг, которые по изотопному составу Sr, Nd, Pb и He не отличимы от океанических базальтов, могут иметь источником субокеаническую деплетированную мантию, да и то  $E_{\text{Nd}}$  слишком низко и не дает основания для такого предположения. Для магматизма других дуг имеются следующие отличия от источника базальтов СОХ: бо-

лее высокие значения  $I_{Sr}^0$ , отклоняющиеся вправо от мантийного тренда; значения  $^{207}Pb/^{204}Pb$  выше линии мантийного свинца; большинство величин  $\epsilon_{Nd}$  ниже, чем для базальтов СОХ, а некоторые величины — отрицательные; некоторые  $\delta^{18}O$  превышают  $+7\text{‰}$ . Только по изотопному составу Nd источник островодужных магм соответствует неконтаминированному мантийному источнику, отличающемуся от источника базальтов СОХ. Для орогенных магм следует учитывать и другие компоненты источника.

Изотопные данные позволяют восстановить механизм рециклинга. Изотопный состав Sr в большинстве орогенных андезитов мог быть заимствован из измененных базальтов океанического дна (см. рис. 2). Но эта возможность неэффективна для других изотопных систем, так как ни гидротермальное изменение, ни изменение водой базальтов океанического дна не смещают изотопный состав Pb и Nd от состава базальтов СОХ. Низкотемпературное изменение под воздействием морской воды увеличивает  $\delta^{18}O$ , в то время как высокотемпературное ( $> 300^\circ C$ ) гидротермальное изменение имеет противоположный эффект.

Осадки тоже могут быть вовлечены в субдукцию и участвовать в источнике андезитовых магм, но в редких случаях. На это указывают данные изучения изотопного состава Pb. Изотопные отношения Pb для пелагических осадков около Японии, Перу и Новой Зеландии не лежат вдоль линейных трендов, характерных для вулканитов этих дуг. Только Центральная Чили и Анtilьские острова — примеры, в которых пелагические осадки — возможный компонент источника андезитов дуг. В целом же содержания Pb, U и Th в пелагических осадках в верхней мантии разные; количественные подсчеты концентраций элементов и изотопного состава при модели смещения различных изотопов в источнике андезитов не дали удовлетворительных результатов.

Хотя способность к субдукции терригенных осадков менее ясна, чем способность к субдукции пелагических осадков, терригенные осадки могут быть источником Pb кристаллических пород, служивших источником андезитовых магм. Добавление нескольких процентов терригенных осадков может быть достаточным для изотопного состава Pb андезитов из Алеутских островов. Терригенные осадки имеют также повышенные значения  $I_{Sr}^0$ ,  $\delta^{18}O$ , Th/U и низкие  $I_{Nd}^0$ , в связи с чем их присутствие может сгладить различия измененной океанической коры и орогенных андезитов.

Как и морская вода, сиалическая кора может влиять на генезис андезитов либо посредством поверхностной контаминации, либо субдукции. Введение субдуцированных осадков, особенно терригенных, — это уже механизм коровой контаминации андезитовых магматических источников. Контаминация коровым веществом возможна при условии прохождения магмы через кору или при ее остановке в коре. Это согласуется с данными по изотопии Sr, Pb, Nd, O и с пространственной связью наиболее коровых андезитов именно с мощной континентальной корой.

Контаминация магм при прохождении через кристаллические породы сиалической коры (а не при субдукции осадков) — простейшее объяснение изотопной гетерогенности внутри магматических серий, образовавшихся, судя по распределению элементов, при кристаллизационной дифференциации. Дацинты и риолиты (но не базальты) смещаются вправо от линии мантийного тренда. Это — наипростейшее объяснение самых высоких значе-

ний  $I_{Sr}^0$  и их вариаций в наиболее ранних продуктах извержений андезитовых вулканитов.

Однако изотопная гетерогенность имеет место и при отсутствии сиалической коры (вулкан Серуа в дуге Бонда, вулкан Гренада на Антильских островах), что может объясняться мантийной гетерогенностью. Изотопные различия андезитов и большинства океанических базальтов могут быть связаны с тем, что перед субдукцией мантия, подстилающая дуги, способна производить андезиты без участия морской воды. В подтверждение этому толеитовые базальты ряда внутриплитовых обстановок типа океанических островов (Самоа, Кергелен, Французская Полинезия) имеют  $I_{Sr}^0 \geq 0,706$  и псевдоизохроны без контаминации сиалическим веществом. Близкое к андезитам обогащение  $^{207}Pb$  и  $^{208}Pb$  также имеет место в некоторых породах океанических островов (Реюньон, Гоф, Тристан-да-Кунья) и некоторых базальтах океанического дна. В породах ряда океанических островов установлена менее крутая корреляция  $\epsilon_{Sr}$  и  $\epsilon_{Nd}$  со смещением составов от типичного мантийного тренда.

Следует добавить, что субконтинентальная мантия по изотопным данным местами отличается от субокеанической: первая имеет средний планетарный изотопный состав  $\epsilon_{Nd} = 0$  и  $I_{Sr}^0 = 0,7047$  и иногда обогащена  $^{207}Pb$ . Существование некоторых океанических базальтов, изотопно аналогичных орогенным андезитам, еще не доказывает, что андезиты отделяются от гетерогенной мантии вне механизма субдукции. Можно предположить обратное: мантия под некоторыми внутриплитными вулканами могла ранее быть подвергнута субдукции в мантийном клине.

Можно считать, что изотопный состав Sr, Pb, вероятно и Nd, большинства орогенных андезитов заимствован из мантии и сиалического источника, а изотопный состав O, He и Th — в первую очередь из мантии. Сиалический компонент наиболее обилен в дугах Бонда и Чили, менее всего проявлен в дугах Вануату и Марианская. Он может быть добавлен или из субдуцированных осадков, или из коры при прохождении через нее магмы.

Такие мантийные источники, как источники базальтов СОХ или внутриплитовых океанических (островов) или континентальных магм, для орогенных серий трудно предположить, так как источник базальтов СОХ по Nd менее "планетарный", чем источник для андезитов, а по изотопному составу Pb-андезиты более "планетарные", чем базальты океанических островов.

Остановимся на рассмотрении соотношений составов андезитов и субдуцированной коры. Состав базальтовой части океанической коры варьирует по концентрации литофильных элементов, FeO, MgO и  $I_{Sr}^0$ . Базальты возвышенностей морского дна (включая океанические острова и подводные горы) обогащены литофильными элементами,  $^{87}Sr$ ,  $^{206}Pb$  (Е-тип базальтов СОХ) по сравнению с нормальными (N-тип) базальтами океанического дна. Около 1/4 базальтов СОХ — Е-тип, но далеко не все они способны к субдукции из-за способности формировать возвышенности, обычно блокирующие субдукцию.

Более существенно океанические базальты варьируют по степени их гидротермального или гальмиролитического изменения, увеличивающего содержание в породах  $H_2O$  и  $I_{Sr}^0$ , хотя другие эффекты этих процессов зависят от  $T$ , рН и  $f_{O_2}$ . Около 1/3 базальтов СОХ (до 55 млн лет) гидротер-

мально изменены с перераспределением элементов. Низкотемпературное изменение приводит к росту щелочей, Sr, B, Ba, легких р.з.э. (кроме Ce), U,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  [для базальтов с 2–5%  $\text{H}_2\text{O}$  должны быть характерны:  $\text{K}_2\text{O} > 0,5\%$ , увеличение литофильных элементов в несколько раз над их уровнем в N- или E-типах базальтов COX,  $I_{\text{Sr}}^0 \sim 0,7039$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = +(8 \div 10^0/_{00})$ , изотопный состав Pb, Nd – без изменений, Ba/Lu =  $10 \div 30$ , отрицательная Ce аномалия до 50%,  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} > 8$ ]. Химические превращения базальтов COX должны усиливаться с увеличением возраста. Океаническая кора в зоне субдукции варьирует от плиоцена (Соломоновы острова, Мексика) до юры (Марианские острова), в среднем составляя 60 млн лет.

Дуги, под которые субдуцирует молодая плиоценовая кора, характеризуются магмами с постоянными и высокими значениями Mg/Fe (известково-щелочными), выплавляющимися при малых степенях плавления. Это может быть результатом субдукции горячей менее измененной коры.

Сложным также является вопрос об источниках сиалических магматических пород. Рассмотрим его на основе комплексного анализа геологических, геохимических и экспериментальных данных на примере гранитоидов.

На рис. 2 суммированы опубликованные данные по совместному определению первичных отношений  $I_{\text{Sr}}^0$  ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> и  $I_{\text{Nd}}^0$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> в гранитоидах. На этой диаграмме гранитоиды полей I–III близки к области вариаций  $\epsilon_{\text{Sr}}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для срединно-океанических, т.е. мантийных магматических пород (линия главной мантийной корреляции), а гранитоиды поля IV – к области коровых источников; соответственно выделяются S (коровые)<sup>1</sup> и I (мантийные)<sup>1</sup> типы гранитоидов.

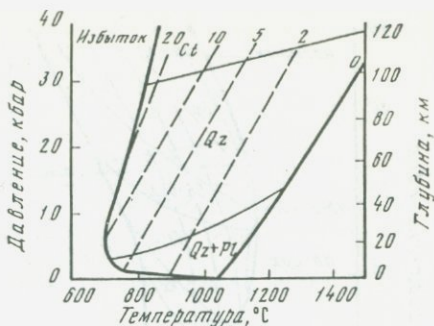
Удается наметить и петрографические различия гранитоидов полей I–III (мантийных) и IV (коровых): мантийные гранитоиды чаще всего относятся к кварцевым диоритам, тоналитам, плагиогранитам и гранодиоритам, хотя встречаются и граниты и даже лейкограниты; коровые гранитоиды – преимущественно нормальные и субщелочные натриево-калиевые граниты и лейкограниты. Отметим важнейшие петрологические и геохимические отличия I- и S-типов гранитоидов. I-тип гранитов, показательный для обстановок островных дуг и внешних зон поясов батолитов, характеризуется высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\geq 3,2\%$ ), низким первичным ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>  $\leq 0,7080$ , низким значением  $\delta^{18}\text{O} \leq 10\%$ , наличием амфибола, биотита, магнетита и широкой вариацией составов пород от основных до кислых. S-тип гранитов часто имеет более низкое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , высокие значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>  $\geq 0,7080$  и  $\delta^{18}\text{O} \geq 10$ , содержит ильменит, мусковит, кордиерит, турмалин, отличается слабой вариацией ультракислых составов и тяготеет к внутренним частям активных континентальных окраин, к задуговым прогибам или к зонам столкновения континентов.

Распределение редких, в том числе р.з.э., также может быть весьма полезным для оценки равновесных с исследуемыми магмами минералов, из которых собственно состоит источник магм. Часто можно говорить о более высоком содержании р.з.э. в коровых гранитоидах по сравнению с мантийными, а также об уменьшении в мантийных гранитоидах соотношения легких и тяжелых лантаноидов и ослаблении европиевой аномалии. Обычно

<sup>1</sup> Здесь и далее “коровыми” и “мантийными” названы кислые магматические породы с коровыми и мантийными изотопными характеристиками.

Рис. 3. Диаграмма температура–давление для ликвидуса кислых магматических пород при разных содержаниях воды (от 0 до насыщения расплава водой) по [147]

Ликвидусные фазы: *Qz* – кварц, *Pl* – плагиоклаз, *Cr* – коэсит; цифры – содержание  $H_2O$ , мас.%



при оценке источника магм учитывают, что при невысоких содержаниях легкие р.з.э. особенно двухвалентный европий, концентрируются в полевых шпатах, а тяжелые – в темноцветных минералах и гранате [1, 117]. Нередко для разделения коровых и мантийных гранитоидов используются и другие литофильные элементы.

Проанализируем данные по экспериментальной петрологии, имеющие отношение к вопросу мантийных и коровых гранитоидов. Эти данные следует учитывать в рамках оценки физической вероятности образования гранитных магм в тех или иных условиях с позиции равновесия минерал  $\rightleftharpoons$  расплав в источнике магм.

Факт возможности выплавления гранитных магм из пород континентальной коры представляется вполне естественным. Физическая вероятность этого процесса убедительно доказана прямыми экспериментами, проведенными Винклером, фон Платеном и многими другими исследователями. Эксперименты показали [87], что и плавление глубоководного ила, представляющего собой пелитовый материал, из Центрально-Американского желоба приводит к генерации расплавов, близких по составу к упоминавшимся S-гранитоидам, возникающим обычно в результате анатексиса кордиерит- и гранатсодержащих метаморфических пород. Из полученных данных видно, что продукты частичного плавления метапелитов характеризуются избытком Al по сравнению с суммой эквивалентных количеств Na, K и Ca. Этот признак характерен исключительно для гранитов корового происхождения. Напомним, что для систем  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ ,  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ ,  $CaO-Al_2O_3-SiO_2$  и экстраполированной системы  $K_2O-Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2$  сечение кварц–альбит–ортоклаз–анортит является термальным барьером, препятствующим переходу при кристаллизационной дифференциации или частичном плавлении от нормальных расплавов к плюмазитовым и наоборот. Поскольку плюмазитовых базальтовых магм нет, высокоглиноземистые гранитоиды следует относить к производным сиалической континентальной коры.

Можно сделать вывод о том, что опыт экспериментальной петрологии однозначно свидетельствует о возможности выплавления первичной гранитной магмы из пород континентальной коры. Действительно, близиквидусные минералы гранитов (рис. 3) те же, что и наиболее распространенные твердые фазы метаморфических пород континентальной коры – плагиоклаз, кварц.

В то же время остаточными минералами для первичных магм, отделен-

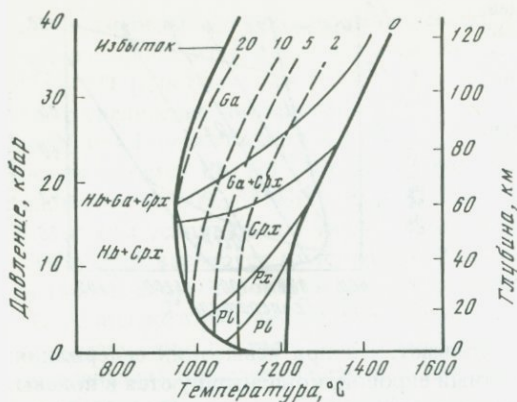


Рис. 4. Диаграмма температура—давление для ликвидуса тоналитов вблизи андезитового состава при разных содержаниях воды (от 0 до насыщения расплава водой — пунктирные линии) по [147]

Ликвидусные фазы: Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Cpx — клинопироксен, Hb — амфибол; Ga — гранат. Цифры — содержание H<sub>2</sub>O, мас.%

ных из мантийного перидотита, должны быть магнезиальный оливин, ортопироксен, клинопироксен (с гранатом или шпинелью или плагиоклазом для очень малых степеней плавления). Остаточными минералами для магм, являющихся продуктами частичного плавления метаморфизованной базитовой коры, должны быть плагиоклаз и амфибол (для амфиболита), гранат и жадеитовый пироксен с кварцем и коэзитом из эклогита и некоторые другие минералы. Преобладающими ликвидусными минералами гранитных составов в условиях высоких давлений мантии являются кварц и коэзит (см. рис. 3), а не перечисленные выше остаточные минералы мантии и океанической коры. Т.е. гранитная магма не может возникнуть непосредственно в ходе анатексиса мантийных перидотитов или даже метаморфизованного материала океанической коры. Это невозможно, даже если в условия мантии попадут кварц-полевошпатовые осадки. Как показано Уайли [147], в системе *Ab-Ort-Kv* при давлениях выше 10 кбар состав жидкости, сосуществующей с кварцем и щелочным полевым шпатом (или жадеитом, гидрат-санидином, коэзитом), прогрессивно смещается в сторону от нормального гранита и риолита в сторону полевошпатовой граничной системы. При давлениях < 10 кбар ( $\leq 40$  км), характерных для коры, образуются первичные гранитные магмы, равновесные с кварцем и плагиоклазом.

Несколько иные фазовые соотношения установлены для тоналитов (и андезитов), являющихся ведущим петрографическим видом для раннедокембрийских "серых гнейсов".

На рис. 4 видно [143, 147], что преобладающими ликвидусными минералами являются: плагиоклаз при низких давлениях, пироксен при умеренных (нижняя кора и верхняя мантия) давлениях и гранат — на глубинах более 80 км. Некоторые исследователи предполагают, что в несколько более основных андезитах на ликвидусе появляется и оливин, поле которого тяготеет к области насыщения (10–20%) андезита водой. Такие богатые водой андезитовые магмы не известны в настоящее время, в связи с чем они исключаются из первичных мантийных магм. В работах [89, 117] на основе зависимости содержания кремнезема от давления в расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами, подтверждена невозможность выплавления первичных андезитовых магм из пиrolита в современных условиях, что согласуется с приведенными выше изотопными данными, но в то же время

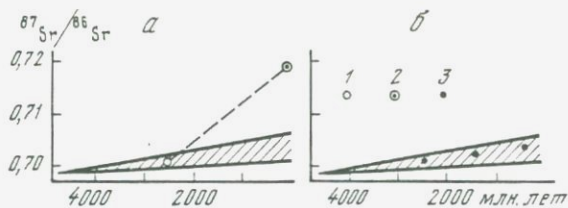


Рис. 5. Теоретические схемы появления кислых магм с высоким "коровым" (а) и низким "мантийным" (б) первичными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

1 — гранитизация (привнос Rb); 2 — плавление; 3 — гранитизация (привнос Rb) + плавление

показана возможность выплавления расплава, близкого по составу к андезитам при более крутых изотермах, допускаемых в раннем докембрии.

Близиквидусная минералогия (наличие плагиоклаза и пироксена) при  $P \leq 10$  кбар согласуется с моделями образования первичных магм тоналитов и андезитов в глубокой коре, хотя температура их должна быть слишком высока по сравнению с изоградами метаморфизма (например, андезитовый расплав с 2%  $\text{H}_2\text{O}$  в интервале 30–50 км будет иметь температуру  $\sim 1100^\circ\text{C}$ ). Однако характер ликвидусных минералов в большей степени свидетельствует о возможности генерации тоналитовых магм при плавлении базитовой коры.

Таким образом, на основе экспериментальных данных приходится принять, что исходные гранитные магмы могут быть только континентально-коровыми. Трондjemитовые магмы могут быть базитово-коровыми.

Для согласования этого вывода с мантийными изотопными и геохимическими характеристиками, свойственными для многих гранитов, вернемся к некоторым известным свойствам изотопных систем, которые рассмотрим на примере рубидий-стронциевой системы (рис. 5). Можно представить два крайних варианта образования гранитных магм из пород с мантийными изотопными характеристиками, отвечающими коровым и мантийным первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В первом случае допускается привнос рубидия в систему задолго до образования гранитной магмы, причем промежуток времени между привнесом рубидия и образованием магмы должен быть достаточным для заметного накопления радиогенного стронция и повышения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения. Это повышенное значение  $I_{\text{Sr}}^0$  зафиксируется и в гранитных магмах. Фактически — это типичный процесс образования коровых гранитов. Во втором случае формируются гранитные магмы с мантийным первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Здесь также допускается привнос рубидия в систему, но промежуток времени между образованием субстрата с высоким Rb/Sr и плавлением этого субстрата ничтожен по сравнению с периодом полураспада  $^{87}\text{Rb}$ . В итоге в породе, которая подвергается плавлению, не успевает накопиться радиогенный стронций и магма характеризуется низким мантийным первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Геологически этот вариант легко представить себе, допустив, что привнос рубидия в базитовый субстрат осуществляется в процессе его гранитизации (и в первую очередь калиевой), либо происходит кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы. Непосредственный переход гранитизации в палингенное плавление гранитизированного вещества и образование остаточных кислых

магм из базальтовых или других пород приводят к формированию гранитов с первичными мантийными изотопными характеристиками. При гранитизации палингенному плавлению (в рассмотренных двух крайних вариантах) подвергаются гранитизированные породы с близким минеральным составом, но с разными величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , формируются удивительно близкие по минеральному составу и химизму мантийные и коровые граниты. Механизм возможен и при глубокой дифференциации различных типов магм, в частности андезитовой.

Качественно подобные процессы могут быть проиллюстрированы на примере тройной системы  $\text{Di}-\text{Ne}-\text{SiO}_2$ . Низкое содержание диопсидового компонента в эвтектиках  $\text{Di}-\text{Ab}-\text{Oz}$  и  $\text{Di}-\text{Ab}-\text{Ne}$  свидетельствует о том, что на завершающих стадиях кристаллизации базальтоидных расплавов действительно должны возникать лейкократовые магмы (риолиты, трахиты или фонолиты). Какому из этих составов будет отвечать остаточный расплав, зависит от небольших различий в положении фигуративных точек исходных базитовых магм: если такая точка лежит левее граничной линии  $\text{Di}-\text{Ab}$ , то эволюция будет направлена в сторону фонолитов, если — правее раздела  $\text{Di}-\text{Ab}$ , то кристаллизация будет идти в направлении к риолитам, а если состав исходной магмы проецируется близко к линии  $\text{Di}-\text{Ab}$ , будет иметь место умеренно щелочной (переходный) базальт-трахит-пантеллерит. При этом выделение плагиоклаза с  $\text{Na}/\text{Al} \leq 1$  происходит, как показывают фазовые взаимоотношения в разрезе  $\text{Di}-\text{Ab}$ , из расплавов с  $\text{Na}/\text{Al} = 1$ , что приводит к появлению агпайтовых остаточных расплавов (пантеллериты, комендиты, щелочные граниты).

Во многих случаях кристаллизация базальтовых магм не приводит к формированию гранитных жидкостей, так как процесс идет не по фракционному пути или прерывается (извержение, внедрение новой порции базальтовой магмы) на промежуточной стадии. Наиболее вероятно достижение гранитоидных составов в ходе кристаллизационной дифференциации магм типа бонинитов — высокомагнезиальных базальтов, изначально заметно обогащенных  $\text{SiO}_2$  по сравнению с другими первичными мантийными магмами. В принципе "длинные" серии дифференциации магм с мантийными характеристиками могут, конечно, привести к образованию и гранитов с такими характеристиками, т.е. "мантийных" гранитов. Палингенное плавление трондьемитов также может быть причиной образования гранитов с мантийными характеристиками.

Участие флюидов в маглообразовании, в том числе гранитообразовании, во многих случаях представляется весьма вероятным. Имеющиеся экспериментальные данные показывают, что водные флюиды при давлениях и температурах, отвечающих условиям нижней коры и верхней мантии, содержат очень высокие концентрации ряда петрогенных компонентов, сравнимые с растворимостью легкорастворимых солей в комнатных условиях. Важно отметить, что флюиды в пределах мантии имеют агпайтовый состав твердого остатка, т.е. характеризуются высокой щелочностью. Взаимодействие подобных флюидов с породами континентальной коры, что возможно в районах широкого развития щелочного магматизма, должно привести к формированию агпайтовых гнейсов, последующий анатексис которых может, по видимому, служить причиной генерации по крайней мере части щелочно-гранитных магм на континентах.

По мнению многих исследователей, процессы флюидного массопереноса оказывают особенно заметное воздействие на состав генерируемых магм над зоной Заварицкого—Беньофа, причем источником флюидов, судя по приведенным выше изотопным данным, является дегидратируемая океаническая кора, подстилающая мантийный клин. В условиях больших количеств водной фазы основным растворимым компонентом должен быть  $\text{SiO}_2$ , перенос которого в вышележащие участки мантии приведет к пироксенизации оливина в перидотитах. Последующее частичное плавление такого измененного мантийного субстрата будет иметь следствием генерацию первичных магм повышенной кремнекислотности, дальнейшая дифференциация которых в коровых промежуточных очагах может привести к появлению магнезиальных андезитов и даже более кислых магм вплоть до риолитов.

Характерно, что и в гранитной системе, начиная с  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 15$  кбар и выше, кремнезем и щелочи (особенно калий) щелочного полевого шпата интенсивно растворяются в субсолидусном водном флюиде с образованием кианита. Концентрация такого флюида, судя по экспериментальным данным, весьма велика. Вполне вероятно воздействие таких флюидов и на кору с ее гранитизацией.

Нам представляется, что общетеоретические критерии разделения источников, участвующих в образовании сиалических (кислых) магм, изложенные выше, вполне применимы и для архейских серых гнейсов. Для раннедокембрийских кислых пород на основе изотопных данных также выделены гранитоиды с мантийными и коровыми изотопными характеристиками. Источником мантийных гранитов, как показано Мурбатом [56] по изотопии стронция и свинца, не могут быть какие-то более ранние коровые породы. Не может быть их источником и мантия в любом виде (обводненная, с амфиболом, слюдой и т.п.), поскольку это противоречит физической возможности равновесия кислых магм с минералами мантии. Натриево-калиевые кислые породы серых гнейсов являются результатом либо дифференциации магм натриевых серий, либо частичного плавления пород этих серий. Второй путь более вероятен по геохимическим данным, поскольку часто есть значительный разрыв во времени образования натриевых и натриево-калиевых серых гнейсов; в этом случае (с участием гранитизации или без нее) образуются кислые породы с коровыми изотопными характеристиками.

В целом можно заключить, что раннедокембрийские натриевые кислые (тоналиты, трондьемиты, плагιοграниты, их вулканические эквиваленты) характеризуются, как правило, мантийными изотопными характеристиками. Их источником, вероятнее всего, является базитовая (видимо, гранитизированная) кора, из которой при частичном плавлении могли возникнуть исходные для рассматриваемых пород магмы. Раннедокембрийские натриево-калиевые кислые магматические породы (граниты, риолиты и т.п.) могут иметь мантийные и коровые изотопные характеристики, но по источнику они являются коровыми и выплавляются из пород, по составу близких к породам континентальной коры (гнейсы по пелитам, песчаникам, конгломератам, магматическим и другим породам, гранитизированные базиты, трондьемиты и тоналиты). Отличия мантийных и коровых гранитов хорошо фиксируются по отличиям между натриевыми (мантийными) и

натриево-калиевыми (коровыми) породами. Пока трудно предложить отличительные черты коровых и мантийных натриево-калиевых пород, поскольку источник их, по существу, один и тот же. В ряде случаев не исключено участие в образовании кислых магм смешанных источников.

### МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ФЛЮИДЫ

Данные по микровключениям расплавов и флюидов в минералах магматических и метаморфических пород [58] свидетельствуют, что две главные группы магм — магм основных и магм кислых — резко различны по составу главных летучих компонентов: для основных магм характерна  $\text{CO}_2$ , для кислых —  $\text{H}_2\text{O}$  (рис. 6). Базальтовые магмы срединно-океанических и континентальных рифтов, внутриплитовых обстановок являются относительно сухими. Наличие небольших содержаний воды фиксируется только в расплавных включениях из островодужных магматических пород. Этот факт вполне согласуется с имеющимися общепетрологическими и экспериментальными оценками роли летучих компонентов в базитовых магмах.

Устанавливается широкая область возможных *PT* параметров магматических расплавов и глубинных флюидов: максимальные температуры по данным изучения включений в минералах достигают  $1500^\circ\text{C}$ , а давления — 13 кбар (для основных и ультраосновных расплавов —  $1500\text{--}1000^\circ\text{C}$ , а для кислых —  $1250\text{--}550^\circ\text{C}$ ; давления 11–13 кбар — для  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  и 5,5–6 кбар — для воды). В области температур  $500\text{--}1100^\circ\text{C}$ , и давлений 6–10 кбар (нижняя часть земной коры) глубинные флюиды представлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$  без существенного участия воды. В соответствии с выводом о "сухости" флюидов в этом поле диаграммы *P–T* отмечается отчетливое уменьшение количества воды вплоть до ее исчезновения во флюидных включениях по мере увеличения глубины и степени метаморфизма пород в Кольской сверхглубокой скважине.

Основные магмы возникают в мантии, о составе которой можно судить, как уже говорилось, по составу ультраосновных нодулей из щелочных базальтов или кимберлитов. Установлено, что, как и в самих базитовых магмах, главным компонентом флюидов таких нодулей является  $\text{CO}_2$  иногда с примесью до 8–12 мол.%  $\text{CO}$  (рамановская спектроскопия) или небольших количеств сернистых газов. Данные Рёдера и других исследователей пока свидетельствуют об отсутствии в этих флюидах заметных количеств воды. По-видимому, такие богатые  $\text{CO}_2$  мантийные флюиды ответственны за метасоматическое преобразование пород мантии, образование базальтовых магм и связанного с ними оруденения. Это предположение согласуется с экспериментальными данными о роли  $\text{CO}_2$  при выплавлении щелочно-базальтовых магм из ультраосновного вещества мантии. Прямым подтверждением такого процесса является изученное нами метасоматическое преобразование шпинелевого лерцолита в эклэгитоподобную породу с друзой крупных кристаллов граната и клинопироксена в одной из нодулей щелочных базальтов Монголии [34, 94]. В соответствии с наблюдаемыми первичными включениями минералообразующих сред в минералах различных пород (в том числе в друзе этой нодули) метасоматическое преобразование лерцолита протекало под воздействием силикатно-сульфидно-флюидной (высокоплотная  $\text{CO}_2$ ) эмульсии, содер-

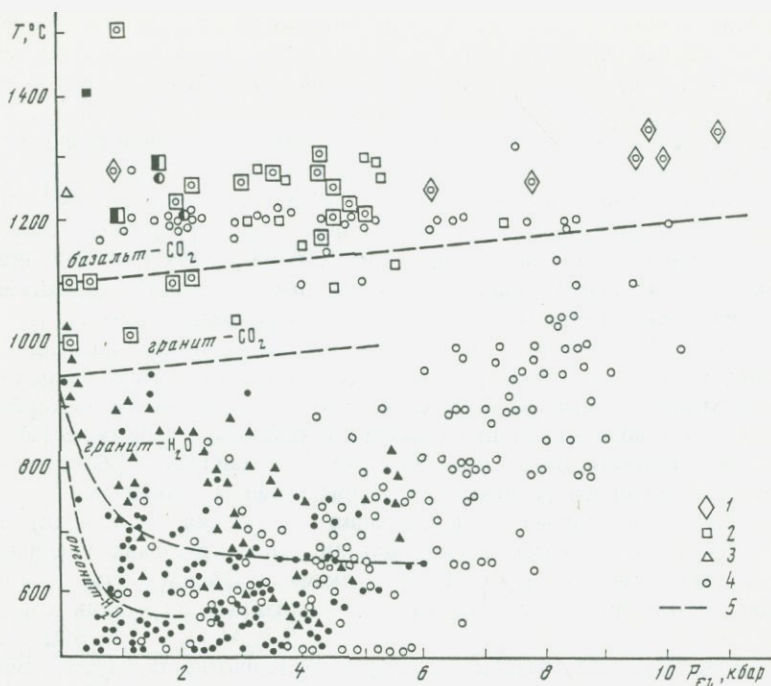


Рис. 6. Температуры и флюидные давления магматических и метаморфических систем, полученные по включениям в минералах [58]

1 — мантийные нодули; 2 — расплав основного и ультраосновного составов; 3 — расплавы кислого состава; 4 — флюиды; 5 — линии солидуса в системах; залитые знаки — летучий компонент  $H_2O$ , незалитые — летучие  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$

жашей от 5 до 46 мас.%  $CO_2$ , при составе сульфидно-силикатной жидкости в отношении 30 : 70 сульфидного (пирротин/халькопирит = 10) и силикатного компонента. Последний представлен клинопироксеном, шпинелью и стеклом остаточного щелочно-базальтового расплава. Отсюда следует, что в мантии имеют место флюидизированные рудно-магматические системы на основе высокоплотного флюида  $CO_2$ . Эти флюиды способны переносить контрастные компоненты (калий, титан, барий, железо, кремний), а также сульфидные соединения. В связи с этим процесс преобразования лерцолита мантии может быть ответствен не только за формирование щелочно-базальтового расплава, но и рудной сульфидной жидкости.

Эмульсионной природой флюидизированных систем в областях мантийного магмообразования можно объяснить отделение и сегрегацию малых объемов базальтовых расплавов при малых степенях частичного плавления мантии, быстрый транспорт к поверхности базальтовых магм, рудных расплавов, а также эруптивный характер вулканитов, содержащих мантийные нодули.

Известно, что роль  $CO_2$  возрастает в более щелочных мантийных магмах и их источниках вплоть до образования карбонатитовых магм. Последние выявлены, например, при изучении микровключений расплавов в апатитах из ийолитовых пегматитов Западной Кении. Здесь показано

расслоение ийолитовой и карбонатитовой жидкостей. Однако многие ученые сомневаются в возможности излияния чисто карбонатных магм на поверхность из-за неустойчивости карбоната при высоких  $T$  и низких  $P_{\text{CO}_2}$ . Тем не менее приповерхностные карбонатитовые комплексы известны. На основе исследования первичных микровключений в минералах мела → нефелинитов мушугай-худукского комплекса (Монголия) — удастся показать, что приповерхностные субвулканические карбонатиты, видимо, образуются при эволюции специфических фторидных солевых сухих расплавов. В меланефелинитах и их пирокластах имеются округлые "капельной" формы кальцит-флюоритовые сегрегации (с мантийными первичными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Во флюоритах таких сегрегаций выявлены [59] первичные включения раскристаллизованных солевых расплавов иногда в комбинации с пироксеном или кальцитом. Включения при комнатной температуре состоят на 90% из гаюина, на 5% из карбоната, на 4% из слабоанизотропного минерала (апатита?) и не более чем на 1% из малоплотной фазы. При 600–640 °С плавилась карбонаты, при 960–980 °С плавился апатит, плавление гаюина заканчивается при 1020–1120 °С, а полная гомогенизация включения происходит при 1090–1200 °С. В процессе гомогенизации объем расплава увеличился втрое за счет плавления вмещающего флюорита. Общий состав солевого расплава, из которого образовались карбонатитовые сегрегации, следующая (в мас.%): Ca — 39,7, F — 35,6, SiO<sub>2</sub> — 9,3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7,8, SO<sub>4</sub> — 3,4, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,8, CO<sub>2</sub> — 0,8, Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,5, K<sub>2</sub>O — 0,1, плотность 3 г/см<sup>3</sup>. Более поздние включения во флюорите имеют более карбонатный состав (с 22,7 мас.% F) и гомогенизируются в сухой карбонатный расплав при 800–920 °С. Во флюорите собственно карбонатитовых тел отмечены включения сухого карбонатного расплава, гомогенизирующегося при 600 °С. Вероятнее всего, карбонатиты с редкоземельной минерализацией есть результат эволюции сложных по составу богатых фтором сухих солевых расплавов, переходящих при относительно низких температурах в водные рассолы.

Значительную роль в генерации флюидных потоков в континентальной коре играли метаморфические процессы, реализующиеся при большем или меньшем участии глубинного тепла. Состав метаморфических флюидов определяется первичным составом пород, а области их генерации — распределением напряжений, направленностью тепловых потоков и т.д. Несомненно влияние на формирование внемагматических флюидных потоков захороненных рассолов, остаточной воды в терригенных толщах, пород, сложенных гидратированными минеральными фазами.

Имеющиеся данные по детально изученным коровым магматогенным и метаморфогенным месторождениям позволяют говорить о следующих главных отличиях магматических и внемагматических рудоносных растворов. В случае магматического источника растворов мы имеем, как правило, надкритические флюиды с варьирующими концентрациями солевых компонентов и CO<sub>2</sub>, причем высокие температуры оказываются ведущим фактором, обеспечивающим значительную мобилизацию рудного вещества даже при низких содержаниях анионогенных компонентов. Внемагматические гидротермальные растворы обладают высокой концентрацией элементов-минерализаторов. Имеют место сложные случаи, когда проис-

ходит смешение магматических и немагматических рудоносных растворов. Обычно это наблюдается при активном взаимодействии остывающего магматического тела с содержащими растворы вмещающими породами. Здесь участвуют разные источники рудоносных растворов, вносящие переменный удельный вклад в процессы рудообразования. В приповерхностной зоне имело место активное взаимодействие эндогенных флюидов и вадозных вод.

## ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Источники рудного вещества эндогенных месторождений в наиболее общем виде подразделяются на мантийные и коровые с мантийным происточником для последних.

Рудное вещество в мантии, как отмечалось выше, очевидно, находится в довольно рассеянном состоянии и распределено неравномерно в связи с общим ее гетерогенным и зональным строением. Первичная концентрация рудных веществ происходит, вероятнее всего, при образовании мантийных магматических расплавов и флюидных потоков. Наблюдается четкая связь тех или иных рудных элементов со строго определенными магмами. Отмечается также и определенная специализация базальтоидной магмы в отношении сульфидной минерализации колчеданного типа, с медной, свинцово-цинковой и серебряной составляющими, причины которой еще недостаточно ясны.

В качестве коровых источников рудного вещества могли служить как магматические расплавы, поступившие из мантии и образующиеся *in situ*, так и толщи-комплексы в большей или меньшей степени консолидированных пород. Содержания рудных элементов в тех и других могли быть как кларковыми, так и повышенными, в том числе отвечающими погребенным рудным месторождениям. Мобилизация рудного вещества из консолидированных пород могла происходить в ходе ассимиляции последних внедряющимися магмами, а также при палингенном магмообразовании, при зарождении немагматических потоков растворов и на путях миграции потоков флюидов различной природы.

Определение вероятной природы рудного вещества, накопившегося в месторождениях, возможно только при комплексных исследованиях. Центральное место в них сохраняют исследования связей оруденения и магматизма, включая изучение механизмов накопления рудных компонентов в магматических дифференциатах и отделения от магматических расплавов рудоносных магм и флюидов.

Все возрастающее значение в определении природы рудного вещества приобретают изотопные исследования, особенно изучение изотопного состава свинца. Специализированные исследования, естественно, не могут быть достаточно эффективными в отрыве от геологических исследований, вне связи с их углублением. Базирующиеся на исследованиях указанных направлений критерии распознавания источников рудного вещества рассматриваются ниже.

## Магматические и геохимические критерии

Магмы как источник рудного вещества традиционно оцениваются на основе данных о генетических и парагенетических связях проявлений магматизма и рудных месторождений. Наиболее общей закономерностью, установленной по этим данным, следует считать преимущественные связи определенных групп рудных элементов с базитовым и гранитоидным магматизмом.

Данные об особенностях проявления магматизма в различных геодинамических обстановках позволяют наметить связи оруденения с определенными магматическими ассоциациями и в общем виде с метаморфическими образованиями (рис. 7).

С толеитовыми базальтами СОХ (раннегеосинклинальными формациями) связаны колчеданные месторождения меди, железа, цинка. Примеры — современное сульфидное оруденение Красного моря и Срединно-Тихоокеанского поднятия ("черные дымы"), меловое — Тродос на Кипре, девонское — на Урале и др. С дунит-гарцбургитовой ассоциацией офиолитов связываются хромитовые месторождения (Филиппины, Кипр, Куба, Урал, Восточный Саян, Армения и др.), а с габбро-перидотитовой ассоциацией — месторождения платины, никеля, золота, титана, железа.

С толеитовыми и известково-щелочными дифференцированными сериями островных дуг (позднегеосинклинальная и раннеорогенная стадии геосинклинальных систем) ассоциируются месторождения титана и железа (Урал, Восточный Саян, Забайкалье, Монголия и др.); медноколчеданные месторождения (Центральный Казахстан, Урал, Северный Кавказ, Норвегия, Австралия, США, Испания, Центральная Европа); медно-порфировые месторождения с золотом, молибденом (Филиппины, Индонезия и др.); железо-меднорудные, полиметаллические скарновые месторождения (Филиппины, Япония, Урал и др.); жильные золоторудные с серебром, вольфрамовые месторождения (Япония, Филиппины, Фиджи); ртутные месторождения (Камчатка, Филиппины); сульфидные месторождения типа Куроко (Япония и др.).

В областях развития известково-щелочных нормальных и субщелочных магматических серий континентальных окраин андийского типа (позднеорогенные) распространены медно-порфировые с молибденом месторождения чилийского типа (Чили, Казахстан, Тянь-Шань и др.), месторождения железа, меди, вольфрама в скарнах, преимущественно магнезиальных (Казахстан, Приморье, США и др.), жильные месторождения меди, золота, серебра с полиметаллами, а также эпитермальные месторождения драгоценных металлов и ртути. В тыловых зонах таких обстановок с гранитоидами гранодиорит-гранитного, стандартного и литий-фтористого типов связаны месторождения олова, вольфрама (Боливийский пояс, Северо-Западная Канада, Юго-Восточный Китай, Приморье), а также скарновые месторождения полиметаллов, серебра, медно-порфировые с молибденом месторождения, месторождения молибдена типа Клаймакс, олова, серебра, ртути, бериллия, фтора, урана, золота, полиметаллов. С щелочными гранитами и другими щелочными породами связаны месторождения редких земель, циркония, ниобия и др.

С гранитоидами S-типа (гранодиорит-гранитный, стандартный, литий-

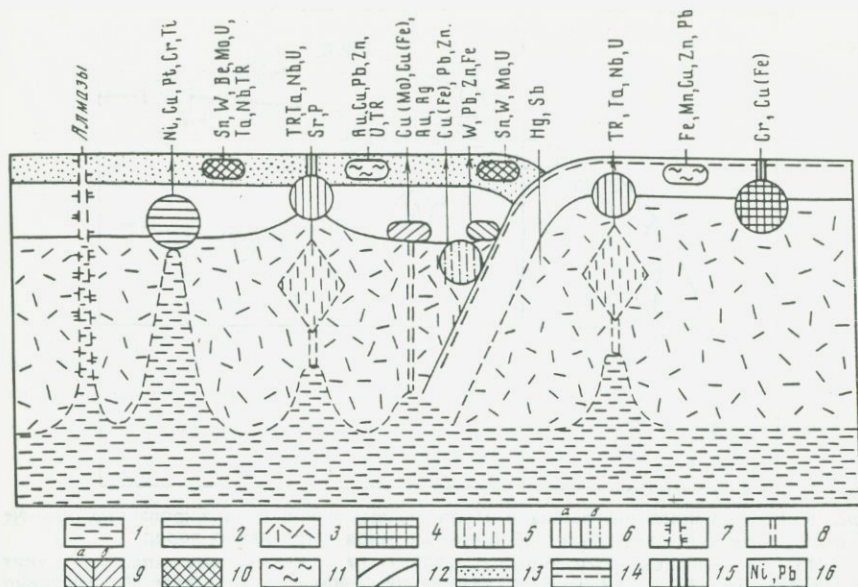


Рис. 7. Схема подкорковых и коровых образований, служащих источниками рудного вещества

1 — первичная (примитивная) мантия; 2 — толеитовые магмы континентальных областей; 3 — истощенная (деплетированная) мантия; 4 — толеитовые магмы океанических областей; 5 — обогащенная мантия; 6 — щелочная (а) и известково-щелочная (б) андезитовая магмы; 7 — кимберлитовая магма; 8 — мантийные флюиды; 9 — сиалическая (а) и субщелочная (б) известково-щелочная кислая магмы; 10 — сиалическая магма; 11 — метаморфические образования; 12 — литосферные плиты; 13 — континентальная кора; 14 — океаническая кора; 15 — рифты; 16 — главные рудообразующие элементы, поступающие из источников различных типов

фтористый геохимические типы) коллизионных обстановок ассоциируются месторождения олова, вольфрама, молибдена, тантала, урана и других рудных элементов (Юго-Восточная Азия, МНР, Западная Европа, Гималаи и др.).

Во внутриплитовых обстановках активизации связаны: с базальтами — месторождения меди (Замбия, Канада, Южная Африка), с гранитами — порфировые месторождения молибдена (Гренландия), с габбро и троктолитами — месторождения меди и никеля; с литий-фтористыми гранитами и онгонитами — редкие элементы; с карбонатитами — месторождения апатита, меди, урана, редких элементов; с кимберлитами — алмазы; с габбро-долеритами (Норильск) и габбро-норитами (Мончегорск, Бушвельд и др.) — медно-никелевые с платиной месторождения; с плюмазитовыми гранитами месторождения олова, редких элементов, урана.

Приведенные данные представляются важными прежде всего для понимания металлогенических особенностей окраинных вулканических поясов, островных дуг и срединно-океанических хребтов. Выделение подобных обстановок и анализ металлогении в континентальных областях представляют известные трудности. Изложенные выше положения по магматизму внутриплитовых обстановок, как и древних коллизионных обста-

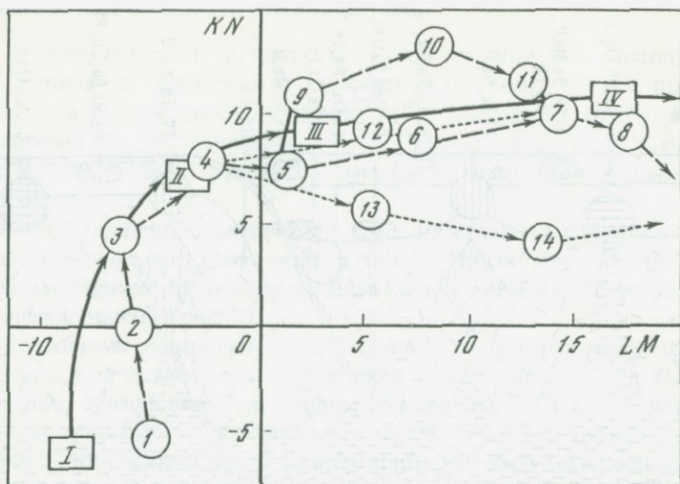


Рис. 8. Вариационная диаграмма центров распределения и ранжированных химических составов для конкретных и обобщенных типов интрузивных пород

LM и KN – ранговые коэффициенты [79]; 1–14 – конкретные типы: 1 – дунит, 2 – перидотит, 3 – пироксенит, 4 – габбро, 5 – диорит, 6 – тоналит, 7 – гранодиорит, 8 – гранит, 9 – мангерит, 10 – монзонит, 11 – сиенит, 12, 13 – анортозиты массивов и локколитов, 14 – плагиогранит. Стрелками показано направление увеличения содержания  $\text{SiO}_2$ ; I–IV – обобщенные типы: I – гипербазиты, II – базиты, III – мезиты, IV – окситы и гиперокситы

новок, могут быть согласованы с представлениями о магматизме различных периодов геосинклинального развития, многообразного в своих проявлениях.

Высказанные суждения о связи эндогенных месторождений с теми или иными магматическими источниками находят определенное подтверждение при анализе рядов накопления элементов, составленных для серии магматических дифференциатов: гипербазиты–базиты–мезиты–окситы и гиперокситы [79]. Эта серия, отражающая в общем виде направленность прогрессирующей силификации магматических систем, находится в достаточно хорошем соответствии с результатами сравнительного анализа многочисленных данных по составу конкретных интрузивных пород: от дунитов–перидотитов до плагиогранитов–гранитов (рис. 8). С учетом последовательности в указанной серии дифференциатов и емкости их равных масс по отношению к различным элементам были вычислены коэффициенты накопления элементов (KN)<sup>1</sup>.

$$KN = \frac{1}{n-1} \sum_{m=1}^{n-1} \frac{(n-m) \sum_{i=1}^m C_i}{m \sum_{i=m+1}^n C_i},$$

где KN – коэффициент накопления,  $C_i$  – содержание элемента в  $i$ -дифференциате,  $n$  – число дифференциатов в системе,  $m$  – номер очередного дифференциата, переходящего из расплавной фазы в кристаллическую.

Таблица 1

Индикаторные группы элементов, характерные для отдельных типов рудогенерирующих магм и связанных с ними месторождений

Источники	Магмы	Месторождения	Группы элементов
Подкоровые	Толейтовые	Ni, Co, Cu, Pt, Cr, Ti, Fe, Au, Zn	I (КН > 1)
	Щелочная, известково-щелочная андезитовая, кимберлитовая	U, Th, TR, P, Sr, W, Ta, Nb, Hg, Fe, Cu и Mo, C, Au и Ag, Pb и Zn	II–III (КН $\approx$ 1)
Коровые и смешанные	Известково-щелочная кислая	W, Cu и Fe, Hg, Au и Ag, Pb и Zn, Cu и Mo	II–III (КН $\approx$ 1)
	Сиалическая	Sn, W, Mo, U, Be, F, Ta, Nb, Zr, TR, Au и Ag, Pb и Zn	III (КН < 1)

На основе величин коэффициентов накопления выделены три индикаторные группы элементов: гипербазит-базитовая – I (КН > 1), мезитовая – II (КН  $\sim$  1) и оксит-гиперокситовая – III (КН < 1). Чем больше и меньше КН, тем сильнее выражена у элемента тенденция к накоплению в крайних членах дифференциатов.

I (КН > 1) Ni > Cr > Co > Mg > Pd > Sc > Fe > Pt > Mn > Cu > V > Ca > Ti >

II (КН  $\sim$  1) Ag > Au > Re > Se  $\approx$  Te > Zn > O > Ge > P > Cd > Br

III (КН < 1) Si > As > Mo > Sr > Y > N > Sb > S > J > Al > C  $\approx$  La > Na > Ga > Nb > Hg > Bi > Zr > W > Cl > F > Sn > B > In > Pb > Hf > Ba > Li > K > Rb  $\approx$  Th  $\approx$  U  $\approx$  Be > Tl > Ta > Cs

Для магматических дифференциатов, обогащенных щелочными металлами и кремнекислородными радикалами, показательны индикаторные элементы третьей группы (КН < 1), а для бедных ими – первой (КН > 1). Это в полной мере относится и к рудогенерирующим магмам. Для сиалических магм характерны элементы оксит-гиперокситовой группы (КН < 1), а для толейтовых – гипербазит-базитовой (КН > 1). В случае щелочных магм набор элементов более пестрый. Здесь важную роль играют элементы двух групп: оксит-гиперокситовой (КН < 1) и мезитовой (КН  $\sim$  1).

Из табл. 1 видно, что для рудогенерирующих магм и связанных с ними месторождений показательны главным образом индикаторные элементы одних и тех же групп. При этом сиалические и толейтовые магмы и ассоциирующие с ними месторождения обогащены в каждом из этих случаев преимущественно родственными элементами. Магмы же щелочных серий и ассоциирующие с ними месторождения обогащены как родственными, так и контрастными элементами. Эта особенность объясняется тем, что в образовании магм щелочных серий важную роль, как уже отмечалось, играли высокоактивные флюиды, которые вполне могли обеспечить накопление в этих магмах родственных и контрастных элементов. Магмы,

в свою очередь, оказывали влияние на минеральный состав связанных с ними месторождений.

Необходимо отметить, что во многих случаях на месторождениях, связанных с кислым и основным магматизмом, также встречаются элементы различных индикаторных групп, в том числе и резко контрастные — элементы I и III групп. Примером могут служить некоторые медно-никелевые, золото-полиметаллические, золото-молибденовые [75], олово-полиметаллические (Якутия, Дальний Восток) месторождения и, по-видимому, серебро-полиметаллические рудные образования Корнуолла и др. Подобное совмещение рудных элементов на одном и том же месторождении может свидетельствовать об участии в его образовании различных типов источников.

Представляется несомненным, что формирование главных генетических групп магматических месторождений было обусловлено транспортировкой рудообразующего вещества из мантии в верхние горизонты земной коры магмами подкорового происхождения. Мобилизация рудного вещества, осуществлявшаяся при плавлении мантийного материала, определялась глубиной отделения магмы и степенью плавления субстрата, содержанием в нем серы, интенсивностью воздействия метаморфизирующих флюидов. Важное значение для рудообразования, связанного с мантийными источниками, имели окислительно-восстановительные равновесия с участием флюидов.

Для постмагматических рудных месторождений, ассоциирующих с коровыми магмами, ведущими факторами, обеспечивающими поступление рудного вещества, являлись магматическая кристаллизация и экстракционные равновесия расплава или породы с водно-солевым флюидом, состав флюидов, окислительно-восстановительные условия. Это в первую очередь относится к кислым магматическим системам, которые обогащены летучими компонентами и характеризуются низкой растворимостью рудного вещества. Флюидной мобилизации ряда элементов из кислых магм способствовали повышенные парциальные давления кислорода. Отметим, что в базитовых магматических системах главное место в концентрации ряда рудных элементов принадлежало процессам кумуляции и ликвации. Экстрагирование рудных элементов могло осуществляться термальными растворами.

Магматические источники являлись основными и для формирования жильных минералов в рудах. Для магматических месторождений — это тот же комплекс породообразующих минералов, обычно только менее широкий по сравнению с вмещающими магматическими породами, для постмагматических — комплекс новообразованных минералов, имеющий преемственность с материнскими магмами по основным компонентам (Si, Ca, Na, K, Mg, Al и др.), но отличающийся по их количественным соотношениям и минеральным фазам. В постмагматических месторождениях отчетливо проявилось и влияние вмещающей среды на путях миграции растворов на состав и концентрации жильных минералов.

В отличие от магматических источников в мобилизации, переносе и отложении рудного вещества из внемагматических источников главная роль принадлежала нагретым морским захороненным и метеорным водам. Особенно велико значение термальных хлоридных растворов. Переносу

металлов способствовало образованию их многочисленных растворимых комплексов, неустойчивых при температурах магматических процессов. Примером мобилизации рудного вещества из субстрата экзогенного происхождения служат современные гидротермально-рассольные системы Солтон-Си, Челекен и др. Концентрация рудных элементов происходила на эффективных геохимических барьерах.

При метаморфических процессах происходил не только вынос рассеянного в породах рудного вещества или в той или иной мере его привнос, но и преобразование рудных залежей с формированием новых месторождений. В образовании метаморфических месторождений определенную роль играли как магматические, так и внемагматические источники рудного вещества. Типичными представителями этой группы месторождений являются железорудные, колчеданно-полиметаллические, урановые, редкоземельно-редкометалльные, вероятно, золоторудные и др.

### Изотопные критерии

В исследовании изотопных характеристик для определения источников рудного вещества существуют известные трудности и ограничения. В геологических условиях действуют факторы, которые стирают или вуалируют изотопные метки функционирования тех или иных источников вещества. Это, во-первых, физико-химические процессы, протекающие в ходе транспортировки и рудоотложения вещества, а во-вторых, процессы смешения вещества различных источников, в частности мантийного и корового генезиса. Первые существенно влияют на изотопное фракционирование легких элементов (S, C, O, H), вследствие чего их изотопный состав в рудных месторождениях определяется не столько первоначальным источником элементов, сколько последующими окислительно-восстановительными и кристаллизационными процессами. На разделение изотопов тяжелых элементов природные физико-химические процессы не оказывают заметного влияния. Это обстоятельство является одной из главных причин того, что радиогенные изотопы свинца используются в качестве основного показателя как происхождения, так и возраста рудного вещества. В самое последнее время в этом же направлении началось использование данных изотопного состава стронция и неодима.

Систематическое изучение изотопов свинца в рудных месторождениях началось более 30 лет назад, однако акцент на выяснение источников вещества обозначился только в последнее десятилетие. Этому способствовали накопление и обобщение данных по изотопному составу свинца в магматических породах, что в конечном счете означало получение обоснованных изотопных характеристик (или меток) различных источников, участвующих в поставке рудного вещества. Аналогичными причинами объясняется и начало использования изотопов стронция и неодима при изучении рудных месторождений.

Основным фактором, осложняющим интерпретацию данных по радиогенным изотопам, являются протекающие в земной коре процессы смешения вещества различных источников и сложный (более чем одностадийный) характер химической эволюции U—Th—Pb, Rb—Sr и Sm—Nd систем в исходных источниках. Тем не менее во многих случаях происхождение вещества

Таблица 2

Примеры магматических и внемагматических источников вещества рудных месторождений

Источники	Месторождения, районы	Возраст оруденения, млн лет	Изотопный состав		Модельный возраст	$\mu^*$	Литературный источник
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
Подкоровые (мантийные)	Сульфидные включения в алмазах кимберлитов Южной Африки: Финч, Кимберли	150	14,48 15,03	14,93 14,90	2200 1600	9,0 7,9	Крамерс, 1979 г. [131]
	Колчеданные месторождения зеленокаменного пояса Абитиби, Онтарио	2700	13,21– 13,27	14,40 14,43	2700	8,1	
Магматические	Колчеданные месторождения Куроко, Япония	20	18,46	15,59	100	9,6	Сато и др., 1981 г. [141]
	Редкометальные месторождения Монголии	150	18,35 18,56	15,55 15,61	70 200	9,5 9,7	Троицкий и др., 1986 г. [104]
Коровые	Pb-Zn месторождения долины Миссисипи	PZ	19,9– 24,5	15,8– 16,3			Хейл и др., 1974 г. [108]
	Внемагматические Pb-Zn месторождения юго-восточной окраины Сибирской платформы	PZ (MZ)	18,00– 18,26	15,56– 15,63	250– 400	9,5 9,9	Чернышев, Павлов, 1982 г. [120]

\* – параметр уран-свинцовой системы источника ( $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ).

конкретных месторождений диагностировалось довольно однозначно. Имеющиеся материалы (прежде всего по изотопам свинца) в целом согласуются с предлагаемой в настоящей главе классификацией эндогенных источников рудного вещества. Приведем характерные примеры (табл. 2).

Весьма определенные мантийные изотопные характеристики имеет свинец различных минеральных фаз и включений в алмазоносных кимберлитах Южной Африки [131]. Изотопный состав свинца сульфидных включений алмазов позволяет одновременно датировать процесс кристаллизации алмазов в мантии. В кимберлитах районов Кимберли и Финч он составляет около 2,0 млрд лет. Из этих данных следует весьма интересный вывод, что алмазы являются ксенокристами по отношению к вмещающим кимберлитам. Гетерогенность вещества кимберлитовых трубок подчеркивается также изотопными характеристиками стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$ ) и свинца в клинопироксенах из мегакристов и из различных ксенолитов в кимберлитах, которые при сопоставлении с данными по самим кимберлитам указывают, с одной стороны, на неравновесность кристаллизации указанных фаз и кимберлитов и, с другой – на молодые магматические процессы, приведшие к изотопной гомогенизации. Совокупность полученных данных позволяет рассматривать алмазы как образования, когенетичные древним докембрийским породам Южной Африки, возникшие из вещества подкоровой мантии.

Мантийный источник вещества устанавливается для древнейших (около 2,7 млрд лет) сульфидных колчеданных месторождений провинции Онтарио (Канада), связанных с породами зеленокаменного пояса Абитиби

	Изотопный состав		Модельный возраст	$\mu^*$	Литературный источник
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
	14,48 15,03	14,93 14,90	2200 1600	9,0 7,9	Крамерс, 1979 г. [131]
	13,21– 13,27	14,40 14,43	2700	8,1	
	18,46	15,59	100	9,6	Сато и др., 1981 г. [141]
	18,35 18,56	15,55 15,61	70 200	9,5 9,7	Троицкий и др., 1986 г. [104]
	19,9– 24,5	15,8– 16,3			Хейл и др., 1974 г. [108]
	18,00– 18,26	15,56– 15,63	250– 400	9,5 9,9	Чернышев, Павлов, 1982 г. [120]

[122]. Другие месторождения этого же типа, но существенно более молодого (< 2,0 млрд лет) возраста, расположенные в пределах Северо-Американского континента и Балтийского щита, содержат гетерогенный свинец, в котором наряду с мантийной компонентой присутствует свинец корового происхождения.

Толщи вулканогенных пород, образованные в подводных условиях, и ассоциирующие с ними колчеданные месторождения характеризуются широким диапазоном возраста (от 2,0 млрд лет до третичного) и располагаются в разных геологических обстановках. В качестве общей тенденции для них можно отметить следующую. Если для наиболее древних протерозойских месторождений контаминирующая роль коры невелика, как, например, для детально изученного месторождения Флин-Флон, шт. Манитоба (Канада), то с уменьшением возраста роль корового материала возрастает. Другая интересная особенность колчеданных месторождений, характерная, по крайней мере, для докембрийских месторождений, состоит в том, что возраст оруденения, в качестве которого принимается значение модельного свинцового возраста, оказывается несколько моложе (на несколько десятков миллионов лет) возраста вмещающих вулканогенных пород. Это обстоятельство можно рассматривать как признак отсутствия прямой вещественной связи оруденения с ранними дифференциатами основной магмы.

Происхождение корового материала в колчеданных месторождениях может быть различным. Контаминирующая роль коры может проявляться, например, в частичной переработке пород фундамента при движении руд-

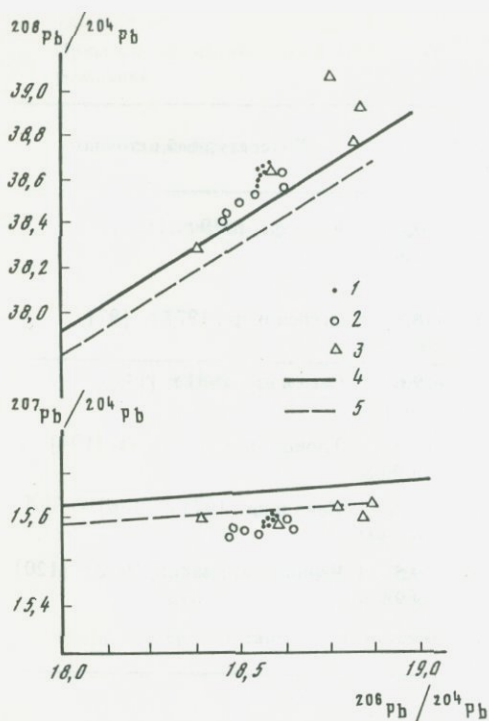


Рис. 9. Диаграмма изотопных отношений свинца для галенитов руд и пород бассейна Хокуроко (Япония) по [141]

1 — руды Куроко; 2 — миоценовые изверженные породы; 3 — палеозойские осадочные породы; 4 — эволюционная кривая по Каммингу—Ричардсу (1975 г.); 5 — эволюционная кривая двухстадийной модели Стейси—Краммера (1975 г.)

ных флюидов и при выплавлении магм. При изотопном исследовании руд типа Куроко [141] — Хокуроко (о-в Хонсю) были с высокой достижимой сейчас для свинца точностью (0,1%) установлены равномерность изотопного состава рудного свинца и его идентичность свинцу миоценовых магматических пород данного района. Палеозойские осадочные породы фундамента имеют существенно иные изотопные характеристики

свинца. Источник рудного свинца, который по своему изотопному составу отвечает среднекоровому свинцу или свинцу области орогена (в терминах теории плюмботектоники Доу и Зартмана), может быть идентифицирован как преимущественно магматический коровый, связанный с известково-щелочным магматизмом.

Для ряда других типов таких рудных месторождений, как, например, полиметаллические Центральной Европы, редкометалльные Монголии, можно говорить о магматическом источнике сиалического характера [104, 148]. На эволюционных диаграммах (рис. 9) экспериментальные точки, как и для свинца колчеданных месторождений типа Куроко, тяготеют к средней эволюционной кривой [142], отвечающей значению  $\mu = 9,74$ , и к близко совпадающей с ней кривой эволюции свинца области орогена. Значение модельного свинцового возраста для рассматриваемых месторождений обычно удовлетворительно согласуется с реальным геологическим возрастом оруденения, а изотопные отношения свинца в пределах отдельно взятых месторождений характеризуются выдержанностью значений. Последняя особенность интерпретируется как признак действия гомогенного глубинного источника металлов с определенными региональными особенностями. Например, изотопный состав свинца Sn—W—Mo месторождений Монголии характеризуется некоторой примесью мантийного компонента, что отражает длительное в этом регионе, вплоть до четвертичного времени, активное взаимодействие мантии и коры. Отметим, что некоторые другие типы месторождений Монголии (медно-порфировые

Эрдентуин-Обо и Нарийн-Худук) имеют чисто мантийные изотопные характеристики свинца [104].

В результате мобилизации металлов из горных пород в рудных месторождениях может возникать свинец с изотопным составом двух типов: свинец с повышенным и сильно варьирующим содержанием радиогенных изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19,0$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 16,0$ ), названный верхнекоровым [124], и относительно гомогенный свинец, отвечающий обыкновенному коровому свинцу. Первый тип характерен для месторождений района долины Миссисипи, а второй — для свинцово-цинковых месторождений юго-восточной окраины Сибирской платформы, для полиметаллического месторождения Пайн-Пойнт в Канаде [123], месторождений медистых сланцев ФРГ [146] и др. Эти два типа изотопного состава свинца, по-видимому, возникли при различных механизмах и геологических условиях мобилизации металлов.

Для месторождений миссисипского типа характерно избирательное выщелачивание свинца горячими рассолами из относительно богатых ураном пород фундамента, приводящее к обогащению рудного свинца радиогенными изотопами [108]. Участие горячих рассолов диагностируется по различным данным: изучения изотопного состава водорода, химического состава и температур гомогенизации флюидных включений. Пространственное распределение на месторождениях изотопов свинца и серы отражает направление течения растворов, локализацию рудоносных растворов и другие факторы. Интересно, что площадное распределение изотопов свинца по величине вариации изотопных отношений, как показало изучение месторождения Бьюк в шт. Миссури, повторяется в микромасштабе — в объеме единичного кристалла галенита размером около 1,5 см [127], что свидетельствует о постепенной смене во времени состава источника металлов. Полученные данные позволяют говорить о направленном истощении источника свинца радиогенной составляющей. Этот вывод согласуется с представлениями об особенностях мобилизации веществ из пород горячими растворами.

Второй тип свинца возникает в результате более глубокого метаморфизма погруженных пород, создающего длительно действующие гидротермальные системы и обеспечивающего усреднение изотопного состава свинца. Эти явления, вероятно, происходили при формировании свинцово-цинкового месторождения Сардана в Якутии [120].

Важным признаком месторождений, образовавшихся за счет мобилизации вещества более древних пород, в частности за счет регенерации ранее сформированных рудных залежей, является более древнее значение свинцового модельного возраста рудного свинца по сравнению с временем формирования переотложенных руд. К таким месторождениям, основываясь на изотопных характеристиках свинца [130], можно предположительно отнести полиметаллические стратиформные месторождения в Альпах, залегающие в карбонатных породах пермского и триасового возраста.

Современные изотопные исследования позволяют не только качественно диагностировать принадлежность рудных компонентов к тем или иным источникам, но в ряде случаев и определять их количественные соотношения. Показательны в этом отношении данные по флюоритовому месторождению Коахула в Мексике [129]. Рудовмещающие известняки имеют зна-

чения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пределах 0,7075–0,7078, в то время как третичные риолиты, с которыми ассоциирует оруденение – 0,7074–0,7118; флюорит характеризуется промежуточными величинами 0,7076–0,7083. Это позволяет сделать вывод о том, что от 70 до 98% стронция при образовании флюорита заимствовано из известняков. Взаимодействие магматического (гранитного) и внемагматического (метеорные воды) источников убедительно выявлено при изучении W–Cu–Ag–Pb–Zn месторождения Пасто-Буно, Перу [137]. Коррелятивная связь величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta D$ , измеренных во флюидных включениях, позволяет обнаружить существенно различный вклад указанных источников при формировании флюорита, вольфрамита и сульфидов. Необходимо отметить, что при интерпретации данных изотопного состава свинца, присутствующего в виде как самостоятельных минералов, так и примесей в минералах пород и руд, обычно допускается, что и другие интересующие нас металлы, входящие в состав исследуемых минералов, имеют тот же источник, что и свинец. В данном случае необходимы дополнительные обоснования. Это, по-видимому, окажется возможным по мере накопления экспериментального материала по сравнительному изучению распределения различных рудных элементов в минеральных системах с участием флюидной фазы, получения большого объема данных по изотопии как рудного вещества, так и его предполагаемых источников и построения комплексных моделей развития магматических и метаморфических рудообразующих систем.

### Геологические критерии

Существенную информацию о вероятных источниках рудных месторождений можно получить из анализа закономерностей размещения и геологических условий формирования месторождений, реконструкции рудообразующих систем.

На континентах в различные металлогенические эпохи сфера эндогенного рудоотложения занимала неодинаковое положение, но в общем случае охватывала лишь самую верхнюю часть земной коры до глубины около 10 км [92]. При совмещении в одном районе разновременных месторождений глубинный интервал распространения рудных концентраций мог быть более значительным. В этом случае в полихронной сфере рудоотложения могло происходить совмещение месторождений, различных по своему генезису, — гидротермальных и метаморфогенных, магматических и постмагматических.

Глубинные уровни зарождения рудоносных магм и флюидов неодинаковы. Толейтовые магмы, с которыми связано формирование магматических месторождений, как отмечалось выше, зарождаются преимущественно в подкоровых очагах, хотя отделение собственно рудно-силикатных расплавов от материнских магм происходило в мезо- и даже гипабиссальных условиях.

Геологическая позиция в разрезе земной коры рудогенерирующих магматических очагов, с которыми связано гидротермальное оруденение, определяется особенностями развития металлогенических провинций. В общем случае наиболее благоприятными местами их локализации являются граничные зоны различных структурных этажей и ярусов. Геологиче-

ской позицией определяется во многом и металлогеническая специализация магматических очагов, обуславливаемая ассимиляцией вмещающих пород. С этим процессом связывается обогащение магм рудными элементами или породообразующими компонентами, способствующими генерации рудоносных флюидов. Одними из наиболее благоприятных в этом отношении глубинных уровней размещения магматических очагов следует признать нижний ярус геосинклинального этажа, низы платформенного этажа, обогащенные углеродсодержащими породами, карбонатными толщами, в том числе галогенными (платформенный этаж). Местами преимущественной локализации очагов служат зоны разломов, своды антиклинальных складчатых построек, зоны разуплотнения при деформации крупных блоков и др.

Наименее определенной является позиция непосредственных источников рудного вещества телетермальных месторождений, обычно не имеющих даже отдаленных пространственных связей с магматическими образованиями. В эту группу месторождений, очевидно, входят как "плутоногенные", связанные с глубинными источниками, так и амагматические [94] инфильтрационные. Связь с нижнекоровыми — мантийными магматическими очагами обоснованно предполагается для ртутных месторождений. В условиях крайне ограниченной проницаемости мантийного вещества (пористость пород в истинно пластическом состоянии, свойственном мантии, равна нулю) и пород в низах земной коры могли возникать потоки газовых флюидов, переносящие ртуть по трансформальным зонам разломов.

Данные о парагенетических связях гидротермальных рудных месторождений с интрузивными телами свидетельствуют об относительно небольшом удалении рудогенерирующих источников от области локализации оруденения. При этом месторождения, связанные с малыми интрузивными телами — продуктами дифференциации толеитовых и известково-щелочных магм, по-видимому, формировались при функционировании магматических рудообразующих систем относительно более глубинного заложения. Такие системы развивались, например, на орогенном этапе развития геосинклинальных областей с уменьшенной мощностью гранитно-метаморфического слоя и в силу этого в большей мере подверженных глубинным расколам. Глубинность базальтоидных рудогенерирующих очагов подтверждается расчетными данными по градиентам температур и теплоотдачи потоков растворов, генерируемых разнородными магматическими источниками [77]. Базальтоидные очаги в этом случае относятся к расположенным на глубинах порядка 10 км и глубже, тогда как гранитоидные — в интервале 3—6 км. Соответственно определяется размерность пути сосредоточенных потоков постмагматических рудоносных растворов.

Об относительно небольшом удалении рудогенерирующих гранитоидных магматических очагов от месторождений и о размерах этих очагов позволяют судить геологические данные — контрастность выражения и размеры локальных рудовмещающих структурных форм земной коры, а также экспериментальные данные об объемах потенциальных рудогенерирующих магматических камер.

Минералого-геохимическая однотипность рудных проявлений в рудных полях дает возможность считать, что параметры рудного поля в латеральном измерении должны быть соизмеримы с параметрами рудогенерирую-

шего ординарного магматического очага, площадь которого может составлять десятки—сотни квадратных километров. Из экспериментальных данных следует, что месторождения цветных металлов, золота могли быть сформированы при раскристаллизации гранитоидных магм объемом в сотни кубических километров. В естественных геологических условиях таким объемам магмы отвечают ограниченные по размерам массивы, апофизы которых нередко фиксируются на уровне эрозионного среза месторождений. Литий-фтористые гранитные интрузивы, с которыми связываются редкометалльные грейзеновые, вольфрамовые и другие месторождения, обоснованно относятся к гил- и мезабиссальным образованиям. Формирование рудной минерализации здесь определяется функционированием системы интрузив—надинтрузивная зона [113], где источником рудообразующих флюидов служили глубинные части рудовмещающего интрузива. Размеры таких интрузивов, по своей морфологии отвечающих штокам, лополитам, небольшим массивам, измеряются единицами—десятками квадратных километров в горизонтальном сечении, а по вертикали — первыми километрами.

Значительные объемы массопереноса, измеряемого миллионами кубических метров вещества при формировании месторождений в гипабиссальной и реже в мезабиссальной зонах [77], прямым образом увязываются с контрастностью выражения рудовмещающих верхнекоровых структурных форм. Для них характерны признаки инверсионного развития: в режиме поднятия эти формы развивались в предрудный период, в режиме опускания — в рудный и послерудный периоды. Такие особенности рудовмещающих структурных форм непосредственно согласуются с данными о нахождении под рудными полями на расстоянии 1—5 км рудогенерирующих магматических камер.

При большом удалении рудогенерирующего магматического источника от сферы рудоотложения сохраняются лишь общие геологоструктурные признаки функционирования таких источников — приуроченность плутогенных месторождений к разломам глубинного заложения, к дайковым поясам и т.п.

Имеющаяся геологическая информация позволяет связывать с функционированием ординарных верхнекоровых магматических камер образование плутогенных месторождений вольфрама, олова, молибдена, золота, меди, свинца, цинка и др. Вместе с тем несомненно, что часть месторождений образовывалась при совмещении в сфере рудоотложения продуктов разнотипных магматических очагов. Признаками таких явлений служат значимые количества разнородных веществ в рудах; малые их примеси не должны оцениваться как однозначные показатели полигенности источников вещества. Лишь при установлении сопоставимых количеств мантийных и коровых ассоциаций металлов в месторождениях правомерна постановка вопроса об участии в рудообразовании источников разных генетических групп.

Месторождения, созданные при пространственном совмещении продуктов деятельности источников разных типов и групп, отличаются рядом специфических особенностей, прежде всего наличием несвойственных им "чуждых" ассоциаций [74]. Собственно полигенными следует считать месторождения, образованные в результате деятельности разнотипных,

автономно развивавшихся процессов, например гидротермального и пегматитового, связанных с разными источниками вещества и энергии. Примерами служат отдельные месторождения Енисейского кряжа, рудных полей Колар в Индии, Морру-Велью – Рапосос в Бразилии и др.

Известны месторождения, в которых пространственно совмещены продукты деятельности процессов одного и того же характера, например гидротермальных, но они оказывались типоморфными для разных рудных формаций; мы объясняем эти особенности руд тем, что вещества для них поступали из однотипных, но пространственно обособленных источников, а в некоторых случаях – и из разнородных источников. Для таких месторождений уже используются понятия – полиформационные, а при совмещении разновременных руд концентраций – полихронные. Их также можно характеризовать как полигенные при анализе источников рудного вещества. Однако различить продукты ремобилизации – переотложения раннего рудного вещества и вновь привнесенные минеральные компоненты пока удается лишь для некоторых типов месторождений. Процессам ремобилизации уделяется большое внимание при анализе условий образования колчеданно-полиметаллических месторождений, где на фоне бедной первично-осадочной рудной минерализации выделяются богатые рудные скопления. Мобилизация и перенос рудного вещества на расстоянии в десятки–сотни метров в пределах рудных зон или отдельных залежей на этих месторождениях обычно связываются с поздними высокотемпературными флюидами.

Для многих элементов (уран, медь и др.) вероятным средством концентрации в рудных скоплениях был инфильтрационный процесс – с выносом рудных компонентов из пород (или древних месторождений) и переотложением его на литолого-геохимических барьерах. Область выноса – положение источника рудных компонентов и место образования месторождений в таком случае могли находиться на расстоянии в сотни метров – первые километры в зависимости от геологической среды.

Совмещение областей выноса и отложения рудных компонентов в пределах одной рудной залежи или разграничение этих областей по глубине на сотни метров и до 3–5 км предполагается для метаморфических месторождений. Однако ни в модели латеральной миграции рудоносных метаморфогенных флюидов, ни в модели восходящих потоков из одной рудогенерирующей зоны метаморфизма (обычно амфиболитовой) в другую рудовмещающую (обычно зеленокаменную) не увязываются региональная природа источников рудного вещества и локальность развития метаморфогенных месторождений цветных металлов и золота. Благоприятные для стягивания и миграции метаморфогенных флюидов структурные элементы в метаморфических толщах развиты более широко, чем рудные поля. Исключение составляют главным образом железорудные и марганцевые рудные поля. Со специфическими метаморфогенными процессами связывается формирование рудных концентраций под воздействием потоков магматического тепла на породы, обогащенные рудными компонентами (золоторудные месторождения в черносланцевой формации). Для некоторых месторождений предполагается метаморфогенная природа "жильных" минералов, тогда как рудные компоненты (Au, W, Pb, Zn) относятся к магматогенным.

В целом из анализа общих и конкретных источников рудного вещества, рудоносных расплавов и флюидов видно, что их соотношения весьма многообразны. Глубинные мантийные источники могут быть непосредственными поставщиками рудного вещества лишь для немногих месторождений. Большинство рудных месторождений связано с процессами, происходившими в меза- и абиссальной зонах земной коры. Процессы эти – главным образом раскристаллизация магматических расплавов – производные глубинных очагов и сложные внутрикоровые вещественные преобразования. Разнообразие рудных месторождений, как и их непосредственных источников, тем более значительно, чем более сложную историю прошла та или иная рудоносная область.

Результаты исследований позволяют говорить о том, что ведущими эндогенными источниками рудного вещества являлись магмы мантийного, корового, смешанного происхождения и метаморфические образования, а мобилизующими и транспортирующими средами – сами магмы, надкритические флюиды и гидротермальные растворы. Познавание закономерных сочетаний источников, мобилизующих, транспортирующих и концентрирующих сред является надежной основой для выделения и характеристики главных эндогенных рудообразующих систем. В процессе эволюции таких систем неизбежно возникают геохимические поля концентраций рудных элементов, отдельные локальные участки которых могут представлять интерес в отношении промышленного оруденения.

## ГЛАВА 2

### **МАГМАТИЧЕСКИЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ И ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА**

#### **ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ**

Гипербазит-базитовые рудообразующие системы представляют собой сообщество магматических пород и ассоциирующихся с ними руд, связанных с единым источником магмообразования и формирующихся в однотипных геолого-тектонических условиях. Гипербазит-базитовые системы характеризуются достаточно четко выраженной геохимической специализацией. В число характерных рудных элементов, образующих рудные концентрации, входят никель, хром, металлы группы платины, титан, золото, медь и некоторые другие.

По преобладающим формам концентрирования рудных элементов выделяются два главных типа рудообразующих систем: сульфидоносная гипербазит-базитовая и металл-окисная гипербазитовая. Каждому из них соответствуют генетические группы месторождений – сульфидные платино-медно-никелевые и хром-платиноидные (табл. 3).

Специфика рудоносности гипербазит-базитовых магматических систем обнаруживает существенную зависимость от геолого-тектонических условий проявления. Первый тип характеризуется условиями магматизма,

свойственными для жестких блоков континентальной земной коры. Сюда включаются как кратоны и древние платформы, так и консолидированные подвижные пояса, в которых гипербазит-базитовый магматизм проявляется на стадиях их активации. Второй тип систем развивается в условиях активных континентальных окраин и подвижных поясов на границах литосферных плит. Имеются основания полагать, что этот тип является производным океанического магматизма.

Общей особенностью гипербазит-базитовых рудообразующих систем является их связь с мантийными источниками магмообразования, что и определяет близость качественного состава главных рудообразующих элементов. Однако конкретные условия развития магматизма в различных тектонических обстановках являются ведущим фактором формирования характерных магматических ассоциаций и концентрирования специфических групп рудных элементов.

### Сульфидоносные гипербазит-базитовые системы

Для консолидированных блоков земной коры наиболее важными гипербазит-базитовыми системами являются сообщества магматических пород, с которыми ассоциирует сульфидное платино-медно-никелевое оруденение (см. табл. 3). Анализ геологоструктурных особенностей строения медно-никелевых рудных районов позволяет выделить следующие структурные обстановки их размещения: 1) зоны высокой динамической активности в пределах кратонов и древних платформ с тектоническим режимом внутриконтинентальных рифтовых зон; 2) региональные глубинные разломы в консолидированных блоках континентальной земной коры.

Каждая из этих обстановок характеризуется определенными чертами магматизма, повторяющимися в разные металлогенические эпохи. Для первой обстановки характерно развитие вулcano-интрузивных магматических комплексов и связанных с ними сульфидных руд, для второй — крупных ритмично-расслоенных плутонов, содержащих сульфидную минерализацию. Следует подчеркнуть, что с вулcano-интрузивными ассоциациями связаны наиболее экономически важные месторождения с массивными рудами.

В ритмично-расслоенных плутонах массивные (богатые) медно-никелевые руды не характерны. Вместе с тем они чрезвычайно интересны в связи с развитием протяженных (десятки километров), но маломощных (десятки сантиметров — первые метры) платиноносных горизонтов типа рифа Меренского в плутоне Бушвелд и J-M рифа — в комплексе Стиллиуотер.

**Вулcano-интрузивные рудно-магматические ассоциации.** С вулcano-интрузивной рудно-магматической ассоциацией связаны наиболее крупные промышленно важные рудные районы в зеленокаменных поясах архейских кратонов (месторождения пояса Уилана—Норсмен, Западная Австралия; пояса Родезийского кратона, Зимбабве; пояс Томпсон, Канада), протерозойского пояса Печенга—Имандра—Варзуга Балтийского щита (месторождения Печенгского рудного района), Приенисейского мегаблока севера Сибирской платформы (раннемезозойские месторождения Норильского рудного района) и др.

Таблица 3

## Общая характеристика гипербазит-базитовых рудообразующих систем

Система	Генетические группы месторождения	Рудная формация месторождений	Региональная рудоносная структура
		В ритмично-расслоенных плутонах	Глубинные разломы кратонов
			То же консолидированных подвижных поясов
			То же
Металл-окисная гипербазитовая	Хром-платиноидный	В дунит-гарцбургитовых комплексах офиолитов	Аллохтонные пластины в пределах активных континентальных окраин и подвижных поясов на границах континентальных
		В концентрически-зональных массивах	То же

Рудоносные вулcano-интрузивные ассоциации развиты в пределах континентальной земной коры и приурочены к региональным приразломным прогибам этапов прото- или тектоно-магматической активизации кратонов и древних платформ. Образование структур, вмещающих рудоносные вулcano-интрузивные ассоциации, связывается некоторыми исследователями с процессами внутриконтинентального рифтогенеза [52]. Эти представления находят подтверждение на примере пояса Печенга—Имандра—Варзуга (рис. 10, а). Детальный анализ геотектонической позиции и условий формирования Норильского рудного района позволяет сделать вывод о его приуроченности к южной фланговой ветви Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба и образовании вулcano-интрузивной никеленоносной ассоциации в связи с определенной фазой позднепалеозойского—раннемезозойского рифтогенеза (рис. 10, б). Формирование вулcano-интрузивной ассоциации гипербазит-базитов предшествует фазе рассредоточенного

Петрографическая формация рудоносных магматических пород	Ведущий тип руды		Примеры рудных районов, месторождений
	интрузивных	эффузивных	
Габбро-клинопироксенит-верлитовая	Коматитовая	Интрузивные тела массивных или богатых сульфидами платино-медно-никелевых руд и вкрапленные платино-медно-никелевые руды в горизонтах расслоенных интрузивов и покровов вулканитов	Камбалда, Шангани, Печенгский, Норильский
Норит-ортопироксенит-гарцбургитовая	Нет	Платино-медно-никелевые вкрапленные руды в горизонтах ритмично-расслоенных плутонов	Бушвельд, Стиллутер, Мончегорский,
То же	”	То же	Чайское, Йокодовыренское, Мамоновское, Максут, Шануч, Куваларок
Норит-кортландитовая	”	”	
Дунит-гарцбургитовая	Толеит-базальтовая	Массивные и вкрапленные хромитовые руды с платиновой минерализацией	Кимперсайский, Войкара-Сыннырский, Красногорский; офиолитовые комплексы Красноморского рифта, Балкан, Кипра и др. Нижнетагильский
Дунит-клинопироксенит-габбровая	То же	Вкрапленные хромитовые руды с платиновой минерализацией	

рифтогенеза, обозначенного максимальным раскрытием стволых разрывных зон и массовым трапповым магматизмом.

Важной чертой никеленоносной ассоциации является постоянное сообщество специфического типа высокомагнезиальных вулканитов, сульфидоносных интрузивов габбро-клинопироксен-верлитовой петрографической формации и массивных или богатых сульфидных руд. Все эти образования формируются, как отмечено выше, в единых структурно-тектонических условиях и представляют собой продукты глубинной дифференциации сульфидно-силикатных магм.

Основой для выделения рассматриваемых рудных районов в единую группу являются современные материалы, касающиеся истории тектонического развития рудных районов и эволюции магматизма. Зеленокаменные пояса формируются на гранито-гнейсовом основании, а не представляют собой, как предполагалось ранее, фрагменты океанической коры,

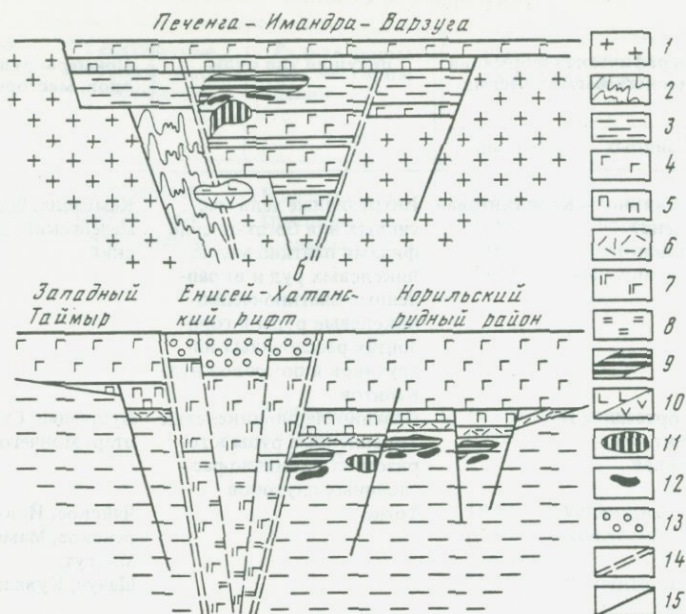


Рис. 10. Схема формирования структур и рудоносного магматизма, связанного с внутриконтинентальными рифтами, Печенгского (а) и Норильского (б) рудных районов

1 — гранито-гнейсы кольской серии; 2 — метаморфизованные породы тундровой серии; 3 — верхне-среднепалеозойские породы осадочного чехла Сибирской платформы; 4 — базальты; 5 — высокомагнезиальные вулканиты; 6 — субщелочные базитовые вулканиты; 7 — базит-гипербазиты стволовой зоны рифта; 8 — базифицированные породы осадочного чехла; 9 — габбро-клинопироксенит-верлитовые сульфидоносные расслоенные интрузии; 10 — норит-лердолитовые сульфидоносные интрузивы (нижнего яруса рудоносного магматизма); 11 — бедные сульфидами расслоенные интрузивы; 12 — массивные медно-никелевые руды; 13 — юрско-меловые отложения Енисей-Хатангского прогиба; 14 — тектонические зоны мантийного заложения; 15 — глубинные тектонические зоны корового заложения; для Печенгского района реконструкция условий магматизма — в этап, предшествующий формированию чешуйчато-блоковой моноклинали

сохранившиеся в блоках кристаллического фундамента [134]. Пояс Печенга-Имандра-Варзуга и рифтогенная структура Норильского района также образуются в пределах континентальной земной коры.

В составе вулканитов ведущее место занимают базальтоидные производные толеитового ряда, но развит характерный комплекс высокомагнезиальных лав, которые хотя и ассоциируют с толеитами, но не являются их кумулятивными производными. Степень развития высокомагнезиальных вулканитов наибольшая в архейских зеленокаменных поясах Австралии, Канады и др. и закономерно снижается в протерозойском поясе Печенга-Имандра-Варзуга и еще более значительно — в составе мезозойских вулканитов Норильского района, что согласуется с общими закономерностями эволюции магматизма в истории Земли. В Норильском районе установлено петрогенетическое родство высокомагнезиальных вулкани-

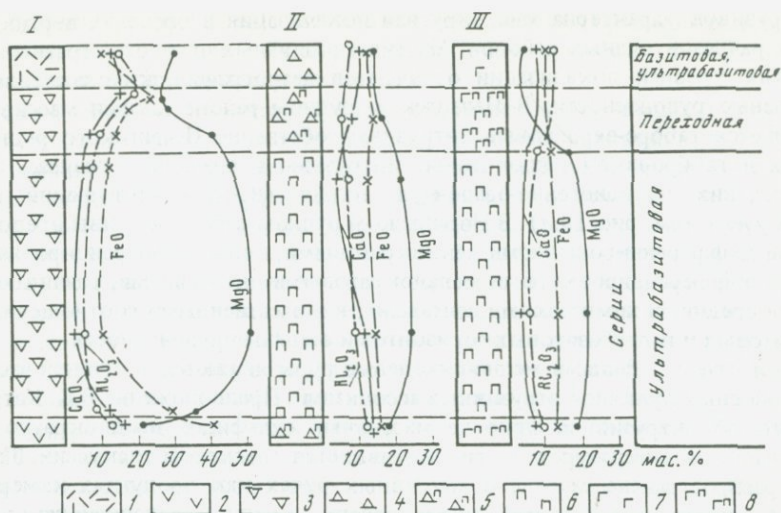


Рис. 11. Схема строения расслоенных покровов высокомагнезиальных вулканитов медно-никелевых рудных районов

1 – пироксенитовые комагниты; 2 – перидотитовые комагниты с мелкозернистой структурой спенифекс; 3 – перидотитовые комагниты с крупнозернистой структурой спенифекс; 4 – metabазальты; 5 – оливиновые metabазальты; 6 – пикриты; 7 – метадiorиты; 8 – оливиновые базальты; I – Камбалда (Западно-Австралийский щит); II – Печенга (Балтийский щит); III – Норильский (Сибирская платформа)

тов и расслоенных никеленосных интрузивов, основанное на изучении внутреннего строения и вещественного состава магматитов обеих фаций, их геологической позиции и возрастной сопряженности. В качестве исходной магмы для гипербазит-базитовых вулканитов, расслоенных интрузивов и сульфидных руд, а также для всего многообразия продуктов магматизма Норильского района принят родоначальный пикрит.

По петрохимическим признакам высокомагнезиальные лавы соответствуют формации комагнитов, впервые выделенной в архейских зеленокаменных поясах [121], или близки комагнитам, что показано для Печенгского и Норильского рудных районов [22]. Помимо петрохимических признаков, для покровов высокомагнезиальных вулканитов характерны расслоенное строение (рис. 11), развитие парагенетической ассоциации магнезиального оливина, хромшпинели, а также высокая металлоносность. Так, в Норильском районе запасы никеля в высокомагнезиальных вулканитах превышают ресурсы собственно сульфидных месторождений. Концентрация никеля в оливине достигает 0,4 мас. %, установлено развитие энстатитовых стекол с содержанием до 1,5 мас. % никеля, а среднее содержание металла в покрове близко 0,1 мас. %. Сульфидоносные интрузивы рудных районов рассматриваются либо как образования подводящих каналов покровов, либо как гиабиссальные комагматы вулканитов.

Сульфидоносные интрузивы Норильского района представлены лентовидными груборасслоенными телами. Ритмичная расслоенность не характерна. Размещение интрузивов контролируется ареалами распространения высокомагнезиальных лав, и внедрение интрузивов происходит при таком же структурном плане региона, что и формирование вулканитов. Для

интрузивов характерна многоярусная локализация в пределах вертикальных разрезов рудных районов. Массивы различных литолого-стратиграфических уровней локализации отличаются петрографическим составом и степенью рудоносности. В Печенгском рудном районе такими массивами являются габбро-верлитовые интрузивы собственно Печенгского рудного поля и габбро-норит-лерцолитовые интрузивы в архейских гнейсах, подстилающих вулканогенно-осадочную толщу (Восточно-Печенгский рудный узел) (см. рис. 10, а). В Норильском рудном районе массивы представлены дифференцированными лейкократовыми, полнодифференцированными и дифференцированными меланократовыми интрузивами, различающимися средними химическими составами, количественными соотношениями базитовых и гипербазитовых горизонтов и степенью рудоносности.

Богатые сульфидами медно-никелевые руды являются составной частью рудоносных вулкано-интрузивных ассоциаций. Предположение В.К. Катульского об интрузивной природе массивных сульфидов неоднократно обсуждалось в литературе и до сих пор является предметом дискуссии. Широко распространено мнение о массивных рудах как продуктах камерной ликвации магмы и гравитационной сегрегации отликвировавшей жидкости на дне магматической камеры. Наши представления о природе богатых сульфидами медно-никелевых руд как интрузивных тел, отвечающих субфазе магматического процесса, базируются на следующих данных. Для Норильского рудного района [13] главными из них являются следующие: 1) формирование массивных руд отделено от внедрения полнодифференцированных сульфидоносных интрузивов временем, необходимым для остывания массивов до такого состояния, при котором интрузивное тело реагирует на тектонические деформации как твердый массив, в результате чего образуются полости, которые выполняются существенно сульфидной жидкостью; 2) формирование тел массивных сульфидных руд сопровождается собственным ореолом метаморфических преобразований, которые накладываются на контактово-метаморфические породы, образованные при внедрении интрузива; главными типами контактовых преобразований, связанных с сульфидными рудами, являются перекристаллизация и переплавление роговиков и метасоматитов; 3) тела массивных сульфидных руд не только локализуются в нижнем экзоконтакте интрузивов, но и при благоприятных тектонических условиях залегают в породах кровли массивов; 4) вкрапленное оруденение, сопровождающее массивные руды, накладывается на интрузивные породы; 5) отсутствует соответствие зональности массивных руд и сингенетического сульфидного оруденения интрузивов.

В Печенгском рудном районе богатая сульфидами магматическая субфаза представлена клинопироксенит-верлитовыми лентовидными телами, содержащими до 50 об. % и более рудного вещества. С подобными телами ассоциируют брекчиевидные и массивные руды, в формировании которых значительная роль принадлежит процессам переотложения магматических сульфидов, сопряженным с прогрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации, сопровождающим формирование Печенгской моноклинали [22].

Для месторождений зеленокаменных поясов обосновано позднее по отношению к покровам сульфидоносных коматитов внедрение массив-

ных сульфидных руд [133]. Размещение тел массивных руд контролируется синвулканическими тектоническими нарушениями, образующими блоковую структуру подошвы покровов.

Таким образом, развитие рудно-магматической ассоциации в рудных районах характеризуется тесной связью с тектоническим режимом их формирования: а) интенсивность тектонических движений определяет развитие в геологическом разрезе магматических производных по сравнению с продуктами седиментогенеза, б) пульсирующий характер движений обуславливает неравномерную интенсивность и петрологическую неоднородность вулканитов в различных частях структур, в) с общностью природы региональных тектонических структур рудных районов связано относительное постоянство главных формационных типов магматических пород и, прежде всего, постоянное развитие высокомагнезиальных лав, наиболее характерных составляющих вулcano-интрузивных ассоциаций, г) из-за близости режимов развития структур при участии не только вертикально-боковых, но и субгоризонтальных движений в режиме растяжения, возникает сходство морфологических проявлений вулканитов, близких к морфологии траппов.

Преобладающим формационным типом вулканитов являются толеитовые базальты, проявляющиеся на разных стадиях развития структур. Однако одним из наиболее характерных типов вулканитов, входящих в состав вулcano-интрузивных ассоциаций, являются ультрабазитовые лавы, формации коматиитов, которые постоянно развиты в пределах рудных районов. Ультрабазитовые вулканиты наиболее широко развиты в архейских зеленокаменных поясах. Коматииты рассматриваются как продукты плавления примитивной слабодифференцированной мантии.

В более молодых рудных районах по сравнению с архейскими зеленокаменными поясами особенности развития вулканизма выражены в существенном уменьшении степени развития ультраосновных лав и в максимальном проявлении толеитов и более кислых вулканитов. Протерозойские лавовые комплексы беднее коматиитами, чем архейские, но в их разрезах ультрабазитовые лавы распространены существенно шире, чем в мезозойских провинциях. Таким образом, в этом ряду несомненно отражается последовательная эволюция состава мантии как неперменного источника рудонесущих магматических расплавов. Исходя из представлений об эволюции мантий, выраженной в изменении ее состава за счет плавления и выноса части вещества в виде магматических расплавов, а также за счет перераспределения вещества для достижения динамического равновесия с нижележащими геосферами, отмеченная эволюция магматизма является вполне объяснимой, так же как и сам факт разной интенсивности платино-медно-никелевого рудообразования на ранних и поздних этапах истории Земли. Если на ранних этапах при относительно маломощной коре вероятность проникновения структур на необходимые глубины мантии была достаточно высокой, то на этапах зрелой коры такими образованиями могли быть лишь уникальные по глубинности и динамичности структуры, обеспечивающие возможность плавления мантии и последующей дифференциации расплавов.

Интрузивные образования, входящие в состав вулcano-интрузивных ассоциаций медно-никелевых рудных районов, составляют самостоятель-

ную магматическую формацию, которая может быть включена в дунит-пироксенит-габбровую группу формаций. Ведущим типом пород являются клинопироксенитовые базит-ультрабазиты, в связи с чем интрузивы медно-никелевых рудных районов объединяются в габбро-клинопироксенит-верлитовую формацию. Основными чертами формации следует считать следующие: 1) сульфидоносность, 2) приуроченность к региональным структурам просто- и тектоно-магматической активизации кратонов и древних платформ, сопряженной с внутриконтинентальным рифтогенезом, 3) контроль размещения в пределах платформенного чехла глубинными разломами, входящими в состав вулкано-тектонических структур, 4) связь и единство структурного плана формирования с вулканогенными образованиями, в состав которых входят ультрабазиты формации коматитов, 5) гипабиссальные и субвулканические условия кристаллизации, что и определяет преимущественную устойчивость клинопироксена при весьма незначительной роли ортопироксена, 6) расслоенное строение интрузивов, в составе которых развиты породы: диориты—габбро-диориты—габбро, габбро-долериты—клинопироксениты—троктолиты, плагиоверлиты—верлиты.

Характерной особенностью интрузивных образований является постоянное совмещение в пределах рудных узлов и месторождений нескольких интрузивных тел, отличающихся рядом особенностей внутреннего строения и степенью рудоносности. Нередко рудоносные интрузивы залегают на разных гипсометрических уровнях, что обуславливает многоярусное размещение оруденения в рудных районах.

Вертикальный диапазон размещения интрузивов связывается с эволюцией магматических расплавов в условиях протяженной магматической колонны. Многократное расщепление расплавов обусловлено глубиной распространения основных типов структур, из которых главными являются: транскоровые разломы, связанные с рифтообразованием в сопредельных регионах; региональные разломы мантийного заложения; глубинные структуры фундамента; разноглубинные, в том числе близповерхностные структуры платформенного чехла. Все эти структуры установлены по данным глубинного сейсмического зондирования. Разноглубинные структуры создают на фоне общих непрерывных вариаций термодинамических параметров состояния расплавов дискретные ступени изменения этих параметров, интенсифицирующие расщепление магм. Наиболее глубинным условиям соответствует образование высокомагнезильного сульфидоносного расплава. Все последующие этапы глубинной дифференциации, соответствующие уровням развития транскоровых, коровых и близповерхностных структур, предопределяют последовательное расщепление магм на богатый и бедный сульфидами расплавы.

Привнос в сферу рудоотложения и размещение всех типов сульфидных руд контролируется теми же структурными элементами и происходит при том же региональном структурном плане состояния региона, что и для всех магматических образований, входящих в состав вулкано-интрузивной ассоциации. Это обстоятельство является одним из наиболее существенных аргументов, обосновывающих принадлежность массивных сульфидных руд к рудоносной вулкано-интрузивной ассоциации.

**Рудно-магматические ассоциации ритмично-расслоенных плутонов.** Ритмично-расслоенные базит-ультрабазитовые магматические комплексы характеризуются приуроченностью к линейным структурам консолидированных блоков земной коры. Вместе с тем, как показано М.Н. Годлевским [21], применительно к магматическим образованиям, с которыми связаны медно-никелевые месторождения, целесообразно выделять магматические комплексы на древних щитах и в пределах консолидированных подвижных поясов. К рудоносным магматическим комплексам древних щитов относятся следующие хорошо известные в петрологической литературе: Бушвельд, Стиллоутер, Великая дайка, Мончегорский и др., представляющие собой ритмично-расслоенные плутоны, положение которых контролируется линейными глубинными тектоническими зонами. Как известно, эти магматические комплексы не сопровождаются вулканогенными образованиями, что и является одной из важнейших черт, отличающих их от рудоносных вулкано-интрузивных магматических ассоциаций. Однако следует обратить внимание на тот факт, что районы развития ритмично-расслоенных плутонов и рудоносных вулкано-интрузивных ассоциаций нередко характеризуются определенной сближенностью пространственного положения.

Рудоносные магматические комплексы, приуроченные к региональным глубинным разломам консолидированных подвижных поясов, представлены достаточно многочисленными массивами, развитыми в пределах разновозрастных складчатых структур. Примерами массивов в пределах консолидированных подвижных поясов на территории СССР являются Чайский и Ийокодовыренский интрузивы Северного Прибайкалья, Мамонский и др. в Воронежском кристаллическом массиве, Шануч в пределах Камчатского Срединного массива, интрузив Максут и другие проявления в Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана и др. Массивы обладают отчетливой дискорданностью по отношению к складчатым структурам и формируются в связи с процессами тектоно-магматической активизации регионов.

Важнейшим петрологическим различием ритмично-расслоенных плутонов и сульфидоносных массивов, связанных с вулкано-интрузивными ассоциациями, является принадлежность первых к норит-гарцбургитовой, а вторых к габбро-клинопироксенит-верлитовой магматическим формациям. При достаточно близком валовом химическом составе пород в первых ведущая роль принадлежит парагенезисам с ортопироксенами, а во вторых – с клинопироксенами.

Формирование того или иного типа пироксенов при кристаллизации базит-ультрабазитовых расплавов является одной из фундаментальных характеристик магматических процессов. Экспериментальными и петрографическими исследованиями установлены основные факторы, определяющие инверсию клинопироксен–ортопироксен, и оценены параметры устойчивости состава фаз в термобарических координатах. Не рассматривая эту проблему детально, поскольку существует весьма обширная, специально посвященная пироксенам литература, отметим некоторые основные факторы, влияющие на стабильность каждой из пироксеновых фаз.

Ортопироксены и клинопироксены в целом устойчивы в широком диапазоне температур и давлений. Существуют общие закономерности из-

менения составов фаз. Железистость, содержание титана, хрома, марганца и концентрация железа зависят от состава среды минералообразования. Содержания кальция, глинозема в тетраэдрической и октаэдрической координации, натрия, степень окисления железа — все это в основном зависит от внешних термобарических условий минералообразования. В области давлений, допускающих кристаллизацию реальных магматических расплавов, поля устойчивости ортопироксена и число возможных его парагенетических ассоциаций тем больше, чем выше общее давление. Однако в области наиболее высоких давлений (давления мантии) ортопироксен неустойчив и разлагается на оливин шпинелевой структуры и высокобарическую разновидность  $\text{SiO}_2$ . Устойчивость ортопироксена возрастает в расплавах, богатых  $\text{SiO}_2$  тем не менее в тех же условиях, но при низких давлениях вместо ортопироксена возможна ассоциация клинопироксена и кварца. В присутствии флюидной фазы с участием воды и углекислоты оба пироксена становятся неустойчивыми, однако для ортопироксена этот эффект наиболее значителен.

В клинопироксенах роль давления наиболее существенно сказывается на изменении состава минерала, в частности на увеличении его глиноземистости, содержании натрия и т.д. Снижение температуры обычно приводит к возрастанию устойчивости парагенезисов с клинопироксеном, в том числе и с кальциевым клинопироксеном.

Таким образом, несмотря на весьма сложный и многофакторный характер равновесий с участием обоих пироксенов, в близких по составу магматических образованиях парагенезисы с ортопироксеном являются устойчивыми в области более высоких термобарических параметров состояния кристаллизующихся магматических расплавов, а парагенезисы с клинопироксеном — в области более низких параметров. Кроме того, последние имеют большую устойчивость в условиях высокого насыщения расплавов флюидной фазой.

Различия двух формационных типов магматических пород связаны, прежде всего, с геологоструктурными условиями формирования пород (глубинностью, структурно-тектонической обстановкой и др.).

**Закономерности концентрации рудных элементов в процессах сульфидного магматического рудообразования.** Развиваемая нами концепция сульфидного платино-медно-никелевого рудообразования базируется на представлениях об эволюции сульфидно-силикатных магм, содержащих сульфидный расплав в виде исходно несмесимой жидкости. Экспериментально показано, что коэффициент распределения никеля и меди между сульфидной жидкостью и базитовым расплавом достигает значения 200–250 при  $1255^\circ\text{C}$  и около 300 или  $1300^\circ\text{C}$ . В соответствии с особенностями состава рудных минералов, существующих с различными силикатами, представляло интерес оценить изменение коэффициента распределения никеля между сульфидами и последовательно кристаллизующимися  $Ol^1$ ,  $Sp$ ,  $Orx$  и  $Cpx$ . Идеальность твердых растворов форстерит–никелевый

---

<sup>1</sup> Здесь и далее приняты следующие сокращения названий минералов:  $Ol$  — оливин,  $Sp$  — шпинель,  $Orx$  — ортопироксен,  $Cpx$  — клинопироксен,  $For$  — форстерит,  $SL$  — сульфидная жидкость,  $Mss$  — моносульфидные твердые растворы.

оливин позволяет использовать соотношение:  $K_{DSL-Ol}^{Ni} = (x_{NiS}/x_{FeSi})_{SL} \cdot (x_{NiSi_{0,5}O_2}/x_{FeSi_{0,5}O_2})_{Ol}$ . Подобного вида соотношение можно использовать также при расчете  $K_{DSL-Opx}^{Ni}$  и  $K_{DSL-Cpx}^{Ni}$ .

В генетически связанных сериях сульфидоносных пород значение  $K_{DSL-Ol}^{Ni}$  возрастает от ультрабазитов к габброидам. Так, для основных рудоносных интрузивов Норильского рудного района в сульфидоносных пикритах  $K_{DSL-Ol}^{Ni} = 5,4$  и в сульфидоносных габброидах 17,1. Причем значение  $K_{DSL-Ol}^{Ni}$  не зависит от валовой концентрации металла в расплаве. В бедных сульфидами интрузивах для горизонтов ультрабазитов значение коэффициента распределения также составляет 5,5, хотя валовая концентрация никеля в этих породах более чем на порядок ниже его содержания в пикритах рудоносных интрузивов. Различия в валовых концентрациях отражаются лишь на содержании в оливине. При равной магнезиальности оливинов (80–82%  $Fe$ ) содержание никеля в оливине рудоносных интрузивов достигает 0,3 мас.%, а в безрудных интрузивах — 0,10–0,16 мас.%. Значение  $K_{DSL-Ol}^{Ni}$  зависит от температуры равновесия сульфидной жидкости с сосуществующим силикатным расплавом. Для сульфидоносных пикритов значение  $K_D = 5,4$  соответствует 1300–1400°C и значение 17,1 соответствует 1150°C. Последнее весьма близко величине  $K_D$ , найденной экспериментально для  $Mss-Fe$  при 1100° и составляющей 18,3. Значение возрастает до 25,4 при 900°C и до 39,9 при 700°C.

Распределение никеля в сосуществующих сульфидах и клино- и ортопироксенах отражает ту же тенденцию, установленную для сульфидов и оливина. Установлено, что для одних и тех же пород  $K_{DSL-Opx}^{Ni}$  и  $K_{DSL-Cpx}^{Ni}$  характеризуются существенно большими значениями. Величина коэффициента распределения возрастает при снижении температуры.

Распределение компонентов между сульфидами и силикатами, помимо температуры, регулируется изменением фугитивности кислорода в расплаве в процессе его кристаллизации. И хотя оба параметра связаны между собой, понижение  $f_{O_2}$  при последовательном выделении  $Ol + Sp$ ,  $Ol + Opx$ ,  $Ppx + Pl$  существенно влияет на равновесный обмен никелем между сульфидным и силикатным расплавами.

Выявление места оруденения в общей схеме формирования рудно-магматической системы позволяет считать, что формирование оруденения медно-никелевых месторождений происходит из сульфидной жидкости, выплавляемой совместно с силикатным расплавом в зонах мантийного магнемаобразования. Источником рудных компонентов и серы являются сульфиды мантии, мобилизующиеся в процессе плавления. В этой связи большой интерес представляет установление особенностей состава сульфидов в различных мантийных породах. На основе изучения глубинных ксенолитов кимберлитов показано, что в ксенолитах гипербазитового состава развита высоконикелистая ассоциация сульфидов, включающая богатые никелем моносульфидные твердые растворы, богатые никелем пирротины (до 10–15 мас.%) и значительное количество (до 30–50 об.%)

пентландита, с которыми сосуществует богатый никелем оливин. Эклогиты характеризуются развитием сульфидной ассоциации относительно бедной никелем. Эти данные убедительно доказывают, что средние составы сульфидных жидкостей, как и силикатных расплавов, возникающих при плавлении гипербазитов и эклогитов, должны существенно различаться. Это позволяет считать, что известная закономерность связи богатых никелем месторождений с более магнезиальными интрузивами и более бедных никелем месторождений с существенно базитовыми массивами обусловлена петрологическими различиями мантийных источников сульфидно-силикатных расплавов. Различные по магнезиальности и концентрации никеля сульфидно-силикатные магматические расплавы, по-видимому, связаны с различными уровнями плавления мантии.

На основе детального анализа природных парагенезисов, зональности, фазовой и скрытой расслоенности оруденения установлено, что сульфидная жидкость принимает участие во всем комплексе явлений, связанных с зарождением сульфидосодержащих силикатных магм и их глубинной и камерной дифференциацией и кристаллизацией. Поскольку солидус сульфидного расплава ниже солидуса силикатной жидкости, то в процессе эволюции магм сульфидная жидкость может сосуществовать с различными по составу силикатными жидкостями, состав которых изменяется в соответствии с закономерностями кристаллизации базитовых и ультрабазитовых расплавов. Обоснованные фактическим материалом положения о фазовом соответствии сосуществующих сульфидных и силикатных парагенезисов в сульфидоносных интрузивах доказывают, что параметры состояния и состав сульфидной жидкости — фугитивности серы, температура, насыщение металлическими компонентами задаются параметрами состояния сосуществующего силикатного расплава. Фазовые соответствия проявляются как на макроуровнях, соответствующих условиям формирования рудных горизонтов в целом, так и на микроуровнях, соответствующих условиям формирования отдельных вкрапленников сульфидов и отражающих условия равновесия в микрообъемах двух сосуществующих жидкостей. Начальные высокие температуры и высокая  $f_{O_2}$  в силикатном расплаве определяют минимальную  $f_S$  в сульфидной жидкости, и по мере снижения температуры происходит возрастание  $f_{S_2}$  в сульфидной жидкости, сосуществующей с низкотемпературным силикатным расплавом. Последовательная кристаллизация высоко- и низкотемпературных силикатных жидкостей приводит к "консервации" каждого микрообъема сульфидного расплава с различными параметрами его состояния. Начиная с этого времени исходная  $f_{S_2}$  будет определять особенности кристаллизации сульфидной жидкости и соответственно конечный состав сульфидных ассоциаций.

В процессе сульфидно-силикатного взаимодействия в магмах существует определенное влияние несмешиваемой сульфидной жидкости на особенности эволюции силикатного расплава. Присутствие в расплаве  $S^{2-}$  является фактором деполимеризации и возрастания степени ионности расплава за счет связи части петрогенных компонентов, прежде всего железа, в группировке  $Me-S$ . Это препятствует образованию связей  $Me-O-Si\equiv$  и соответственно выделению силикатных твердых фаз, что является одним из

факторов более совершенной камерной дифференциации силикатных расплавов в присутствии сульфидной жидкости.

Применительно к объемам обособленного сульфидного расплава, формирующего массивные руды, сульфидно-силикатное взаимодействие проявляется лишь в глубинных условиях на стадиях, предшествующих отделению этого расплава. Процесс формирования руд осуществляется при эволюции сульфидной жидкости без существенного взаимодействия со средой рудообразования.

### Металл-окисные гипербазитовые системы

**Некоторые данные о природе гипербазитовых массивов.** В пределах активных континентальных окраин и подвижных поясов на границах континентальных плит гипербазит-базитовые рудообразующие системы представлены офиолитовой ассоциацией магматических пород. Собственно рудоносными образованиями являются дунит-гарцбургитовые интрузивные члены магматической ассоциации, в то время как рудоносность остальных производных магматизма достаточно проблематична.

Как известно, типичный разрез офиолитов по современным данным включает следующие стратиграфические единицы. В основании разреза располагаются в различной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты с фациальными переходами в лерцолиты. Средняя часть разреза, известная под названием полосчатого комплекса, состоит из чередующихся верлитов, дунитов, клинопироксенитов и габбро, причем вверх по разрезу количество габбро возрастает. Верхняя часть полосчатого комплекса содержит диабазовые, тоналитовые и долеритовые дайки, которые рассматриваются как подводные каналы толеитовых базальтов, завершающих разрез офиолитовой ассоциации.

Для анализа геологических условий формирования гипербазитовых массивов важно иметь в виду следующие особенности локализации офиолитовых ассоциаций.

В складчатых зонах дунит-гарцбургитовые комплексы являются обычно аллохтонными и располагаются внутри тектонических покровов, корни которых в большинстве случаев неизвестны. Дунит-гарцбургитовые комплексы имеют определенный разрез, который закономерно повторяется в различных по возрасту складчатых зонах и в целом сходен с разрезом коры современных океанов.

Фактический материал показал, что для дунит-гарцбургитовых массивов достоверно не установлены активные высокотемпературные контакты с вмещающими породами. Контакты имеют, как правило, тектоническую природу. Кроме того, в одних и тех же структурах локализуются гипербазиты, подвергшиеся метаморфизму различных типов и ступеней. Так, практически свежие по облику гипербазиты могут сосуществовать с нацело серпентинизированными и рассланцованными породами аналогичного химического состава, образующими зоны меланжа. При этом тела гипербазитов могут подстилаться и перекрываться либо осадочными комплексами самых различных литологических типов, либо вулканогенными образованиями с существенно различными петрохимическими особенностями.

Типы осадков и вулканитов соседствующих с дунит-гарцбургитами в

континентальных аллохтонах имеют совершенно явные аналоги в продуктах шельфового и глубоководного седиментогенеза и глубоководного и островодужного вулканизма. На основе приведенных данных [68] породы офиолитового разреза рассматриваются как образования океанической коры, шарьированные в области континентальных окраин в периоды неоднократных движений по различным горизонтальным поверхностям внутри литосферы.

Одним из центральных вопросов рудогенеза связанного с дунит-гарцбургитовыми членами офиолитов является выяснение первичной природы этих образований.

О сложности решения этих вопросов несомненно свидетельствует сам факт существования значительного числа гипотез, которые дискутируются в настоящее время. Одной из наиболее ранних, но широко распространенной является собственно магматическая гипотеза. В различных ее вариантах происхождение дунит-гарцбургитовой и полосчатой ассоциаций рассматривается как результат гравитационной или глубинной дифференциации магм в зонах мантийных разломов. Известны построения, определяющие генезис всех членов офиолитовой ассоциации как результат дифференциации гигантских по объемам вулканогенных излияний в условиях морских бассейнов. Закаливание корки базальтовой магмы обеспечивало протекание в остальном объеме расплава нормальных процессов дифференциации с образованием габброидов, полосчатой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций.

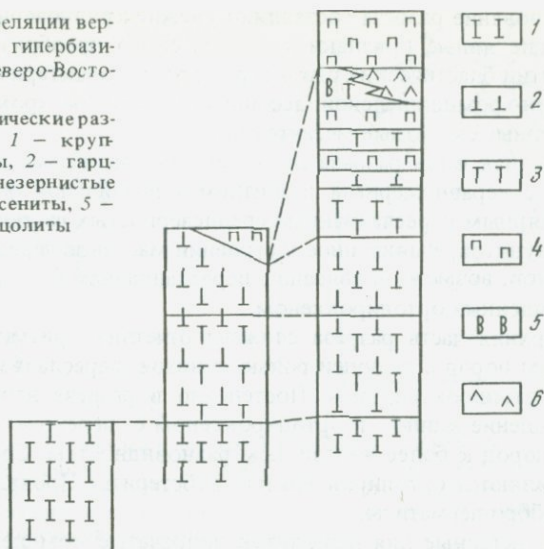
Основным противоречием кратко рассмотренной концепции является отсутствие достоверных интрузивных соотношений гипербазит-базитовой ассоциации с вмещающими породами. Это противоречие вызвало появление мантийной гипотезы, рассматривающей дунит-гарцбургиты как блоки мантии или застывшие на больших глубинах интрузивы, тектонически внедренные в верхние горизонты литосферы, а габброидная часть разреза представляет собой части базальтового слоя. Имеются также представления о метасоматическом происхождении габброидов. Объясняя ряд особенностей строения и размещения составных частей офиолитовых ассоциаций, эта концепция тем не менее не может найти приложения для анализа постоянства сообщества дунит-гарцбургитов, полосчатого комплекса и габброидов с определенными, повторяющимися типами вулканитов и осадков.

Эти противоречия, по-видимому, в большей мере могут быть объяснены мантийно-магматической гипотезой. Рассматривается, что возникновение офиолитовой ассоциации осуществляется в пределах срединно-океанических хребтов, где вдоль их осевых зон происходит внедрение пиролитового астенолита, которое сопровождается выплавлением базальтовой магмы. Ее дифференциация является причиной формирования габброидов и полосчатого комплекса. Дунит-гарцбургиты представляют собой остаток от выплавления базальтовой магмы.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что и эта концепция не в полной мере согласуется с особенностями геологических соотношений основных и ультраосновных пород, которые обычно объединяются в единый офиолитовый комплекс. Именно этим вызвано развитие представлений ряда исследователей, рассматривающих происхождение гипербазитов вне связи с формированием базитов.

Рис. 12. Схема корреляции вертикального разреза гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР

1-6 — петрографические разновидности пород: 1 — крупнозернистые дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — среднезернистые дуниты, 4 — пироксениты, 5 — вебстериты, 6 — перцолиты



Приводя этот обзор представлений о природе гипербазитов подвижных фрагментов земной коры, мы хотим прежде всего подчеркнуть сложность этой проблемы в целом, а также показать насколько важным является получение новых результатов детальных исследований внутреннего строения, геохимических особенностей и рудной минерализации как отдельных членов, так и полных колонок гипербазитовых разрезов.

**Особенности концентрации рудных элементов в гипербазитах.** Несмотря на то что в гипербазитах происходит накопление целого ряда элементов, процессы рудогенеза, связанные с дунит-гарцбургитовыми комплексами, приводят к формированию главным образом хромитового и платинового оруденения. Никель, концентрация которого в гипербазитах максимальна по сравнению с любым другим петрохимическим типом пород, практически полностью рассеивается в силикатной матрице, образуя богатые никелем оливины и клинопироксены. В дунитах и гарцбургитах известны оливины с содержанием никеля до 0,4 мас. %.

Рассмотрение особенностей концентрирования хрома и платиновых металлов нами проводится на примере трех массивов гипербазитов, локализованных в пределах единой структурно-формационной зоны Северо-Востока СССР.

Массивы ассоциируют с зонами тектонического меланжа, ведущими разновидностями пород которых являются апогипербазитовые серпентиниты. По формационным признакам массивы относятся к высокомагнезиальным гипербазитам дунит-гарцбургитовой формации. Несмотря на ряд общих петрологических особенностей, каждому из массивов свойственны индивидуальные черты строения, выраженные в разнообразии сочетания типов пород, совокупность коротких образует единый гипербазитовый разрез. Общая вертикальная мощность разреза по минимальным оценкам составляет около 8-10 км (рис. 12).

Основание разреза составляют свежие крупнозернистого облика дуниты, несущие явные признаки тектонического преобразования, выраженные в развитии бластических структур. Породы характеризуются двуминеральной оливин-хромшпинелевой ассоциацией, причем хромшпинель образует характерные скелетные метакристаллы.

Главная часть разреза представлена высокомагнезиальными гарцбургитами с неравномерным развитием неправильной формы участков и реже регулярным переслаиванием среднезернистых частично серпентинизированных дунитов. Выявленное в строении массивов чередование гарцбургитов и дунитов, возможно, связано с переслаиванием отдельных пластин, различно обогащенных ортопироксеном.

Верхняя часть разреза сложена отчетливо ритмично-полосчатым комплексом пород с ведущей ролью дунитов, переслаивающихся с гарцбургитами, ортопироксенитами. Постепенно в разрезе верхней части происходит обогащение клино- и ортопироксеном с переходом от высокомагнезиальных пород к более железистым разновидностям. Среди последних ведущими являются ортопироксениты, вебстериты. Проявлены лерцолиты, а также габбро-пегматиты.

Характерные для офиолитов полосчатые комплексы пород с широким развитием габброидов в рассматриваемых массивах не установлены, хотя блоки норитов и габбро-норитов встречаются в зонах тектонического меланжа.

В пределах всех рассматриваемых массивов достаточно широко распространена хромистая минерализация, характеризующаяся различной интенсивностью, значительным разнообразием морфологии хромитовых тел, их соотношениями с породами в различных частях гипербазитового разреза. Кроме того, отмечаются отчетливые вариации состава хромшпинелей, согласованные с изменчивостью состава вмещающих пород.

Общие закономерности распределения и изменчивости морфологии хромитовых тел выражены в следующем. Во всех породах развита вкрапленность акцессорного хромита. В частях разреза, в которых преобладают гарцбургиты, хромитовые тела относительно редки и встречаются преимущественно шширово-полосчатые относительно крупные (первые десятки сантиметров) обособления густовкрапленного хромита. Наибольшая концентрация хромитовых тел разнообразной морфологии свойственна частям разреза, в которых ведущей разновидностью являются дуниты. В них отмечаются: тонкополосчатые обособления на границах многократно повторяющихся дунитовых и пироксенитовых ритмов; шширы густовкрапленного хромита; линзы и крупные, округлые надулярные выделения; массивные жилы, секущие слоистость пород. В дунит-пироксенитовом с габброидами комплексе пород наряду с перечисленными морфологическими типами минерализации установлены массивные жилы, а также брекчиевидного облика тела, в которых массивные хромиты цементируют округлой формы включения дунитов и пироксенитов. Наблюдались явления перекристаллизации пироксенитов с образованием крупнокристаллических агрегатов.

Следует отметить ряд особенностей выделения хромшпинелидов в крупнозернистых дунитах. В них наряду с обычными для всех пород телами хромитов встречаются скопления крупнозернистого хромита с от-

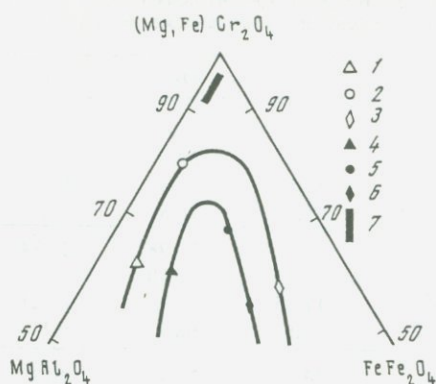


Рис. 13. Эволюция состава хромшпинелей в породах гипербазитового разреза

1-3 — акцессорные хромшпинели: 1 — гарцбургитового комплекса основания разреза, 2 — дунитов полосчатого комплекса, 3 — пироксенитов верхней части разреза; 4-6 — то же для хромшпинелидов хромититовых рудных тел; 7 — акцессорные и рудные хромшпинели крупнозернистых дунитов

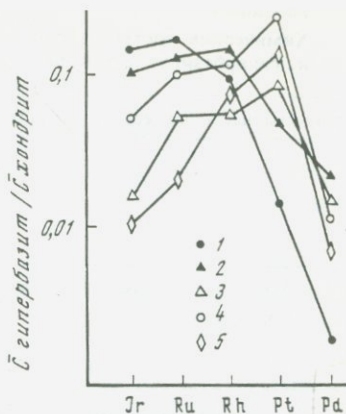


Рис. 14. Распределение концентраций платиновых металлов в породах гипербазитового разреза (нормировано по содержанию платиноидов в хондритах по [139])

1 — крупнозернистые дуниты, 2 — гарцбургиты комплекса основания разреза; 3-5 — породы верхней части разреза: 3 — дуниты, 4 — пироксениты, 5 — железистые перидотиты

четливо скелетной формой отдельных монокристаллов. Характерно, что в таких участках отсутствует обычная мелкозернистая акцессорная хромшпинель.

Основные изменения в составе хромшпинелидов в разрезе гипербазитов обобщены на рис. 13. Выделяются вполне определенные и закономерные вариации состава минералов, проявленные как для акцессорного, так и для рудного хромита.

Изменения состава акцессорных хромшпинелей показано на рис. 13 вариационной линией 1. Хромшпинели дунитов и гарцбургитов из существенно гарцбургитового и дунитового комплексов пород характеризуются крайне невысокой (не более 3-5 ат.%) ролью магнетитового минала при широких вариациях соотношений шпинелевого и магнохромитового минала. Более глиноземистые хромиты свойственны гарцбургитам, а менее глиноземистые — дунитам, однако содержание хрома в дунитах более высокое (59-65 мас.%), чем в гарцбургитах (52-60 мас.%). Как отмечалось, в этих же породах относительно постоянен состав оливина, сосуществующего с хромшпинелью. В связи с этим изменчивость состава хромшпинели в дунитах и гарцбургитах не зависит от железистости оливина.

Хромшпинели полосчатого комплекса пород верхней части гипербазитового разреза достаточно отчетливо отличаются от хромитов нижней части разреза общей железистостью, глиноземистостью и хромистостью и зависят от состава вмещающих пород: в более железистых и глиноземистых гипербазитах состав минерала характеризуется возрастанием

Таблица 4

Химический состав сплавов в системе Os–Ir–Ru–Pt в хромитовых телах из гипербазитов Северо-Востока СССР (рентгеновский микроанализ, мас. %)

Породы, часть разреза гипербазитов	Pt	Ir	Os	Ru
Крупнозернистые дуниты основания разреза	1,9	6,8	15,6	68,0
	—	15,0	20,1	63,9
	2,7	12,5	27,2	51,5
	1,1	15,9	28,8	47,5
Гарцбургиты с линзами дунитов, средняя часть разреза	2,83	17,7	52,98	23,34
	2,18	25,72	55,60	14,11
	3,17	47,85	2,19	40,21
	0,02	31,6	66,2	1,2
Пироксениты, вебстериты, дуниты полосчатого комплекса, верхняя часть разреза	3,4	34,8	37,9	20,3
	8,6	62,8	20,4	2,4
	10,5	17,4	66,8	2,3
	33,6	25,2	27,7	11,2
	55,3	17,2	12,2	12,0

как общей железистости, в том числе количеством магнетитового минала, так и глиноземистостью (до 35 мас.%  $Al_2O_3$ ). Содержание хрома варьирует от 40 до 20 мас.%  $Cr_2O_3$ . Для этого комплекса пород установлено четкое фазовое соответствие железистости хромшпинели и оливина в богатых и бедных оливином породах. Характерно, что в плагиоклазовых лерцолитах вместо хромита устойчив богатый алюминием хромистый магнетит (менее 20 мас.%  $Cr_2O_3$ ).

Для рудных хромшпинелей из различных частей гипербазитового разреза изменение состава минерала полностью повторяет закономерности, установленные для аксессуарного хромита (см. рис. 13, вариационная линия II). Устанавливается общая закономерность, выраженная в том, что рудные хромшпинели всегда более железисты, чем аксессуарные, при близкой пропорциональности соотношений остальных компонентов.

Специально следует остановиться на особенностях состава круглых скелетных кристаллов хромшпинелей крупнозернистых дунитов. На диаграмме рис. 13 эта разновидность занимает обособленное положение и по составу соответствует почти чистому миналу  $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ . По составу эта разновидность уникальна тем, что содержание  $Cr_2O_3$  в минерале достигает 67–70 мас.%, и ее аналогом является хромшпинель, установленная во включениях в алмазах из кимберлитов.

Платиновая минерализация гипербазитов характеризуется отчетливой связью с хромитовыми телами. Эти тела обладают наиболее высокими концентрациями платиноидов, чем любые другие породы рассматриваемых массивов. Вместе с тем соотношение концентраций отдельных платиноидов в различных породах и связанных с ними хромитовых тел обнаруживает отчетливую дифференциацию по гипербазитовому разрезу (рис. 14). Выделяются два характерных максимума накопления отдельных платиновых металлов. Один из них соответствует крупнозернистым

	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
	1,4	—	1,5	0,10	4,3	99,5
	—	—	0,70	—	—	99,7
	4,0	—	—	0,20	—	98,1
	1,2	—	1,7	0,20	3,2	99,9
	2,11	0,35	0,18	0,18	0,06	99,73
	0,88	0,24	0,12	0,25	0,09	99,19
	3,78	1,08	0,63	0,33	0,19	99,40
	0,7	0,10	—	0,30	—	100,4
	1,1	—	—	0,20	0,10	97,8
	3,5	0,10	0,30	0,60	—	98,8
	0,9	0,10	1,00	—	—	98,5
	0,9	—	1,40	0,20	—	99,4
	2,1	—	0,90	—	0,10	99,8

дунитам и гарцбургитам основания гипербазитового разреза. В этой группе пород происходит максимальное накопление рутения и иридия. В породах полосчатого комплекса в более железистых гипербазитах, при сохранении ведущей роли тяжелых платиноидов, доминирующим металлом в сумме платиноидов является платина. Необходимо подчеркнуть, что установленная закономерность дифференциации платиновых металлов сохраняется как в породах, так и в приуроченных к ним хромитовых телах, что, несомненно, подчеркивает единство петрологических и геохимических закономерностей дифференциации вещества при формировании всего комплекса пород гипербазитового разреза.

Учитывая рассмотренные закономерности, интересно проанализировать эволюцию парагенезисов платиновых металлов. Нами выделяются два типа парагенетических ассоциаций минералов платиновых металлов. Первая ассоциация характеризуется признаками, позволяющими рассматривать ее как первичную. Характерной особенностью этой ассоциации является развитие идиоморфных моно- и полиминеральных выделений минералов, приуроченных к внутренним частям неизмененных зерен хромшпинелей и не связанных с какими-либо прожилковидными выделениями более поздних минералов. Вторая ассоциация обнаруживает отчетливую связь с более поздними минералами ряда серпентинов и других фаз, образующихся в процессах метаморфического преобразования гипербазитов.

Характерными минералами первичных минеральных ассоциаций являются фазы четырехкомпонентной системы Os–Ir–Ru–Pt (табл. 4). При широких вариациях соотношений компонентов в сплавах устанавливаются преимущественные группы составов, свойственные различным частям гипербазитового разреза (рис. 15). В основании разреза распространены богатые рутением сплавы, и в более высоких частях разреза в этих фазах увеличивается концентрация иридия и осмия.

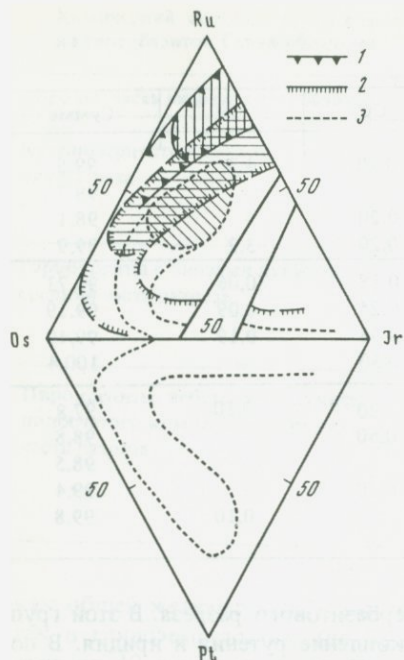


Рис. 15. Изменения состава сплавов системы Os-Ir-Ru-Pt в хромититовых телах различных частей гипербазитового разреза

1 — крупнозернистые дуниты; 2 — гарцбургитовый комплекс; 3 — дуниты полосчатого комплекса

В полосчатом железистом комплексе установлены сплавы, максимально богатые иридием. Кроме того, характерной фазой для этих пород является четырехкомпонентный максимально богатый платиной и иридием сплав. Возрастание роли платины в сплавах сопровождается с этими фазами железо-платинового сплава  $Pt_3Fe$  (изоферроплатина). Другая группа минералов, входящих в первичную ассоциацию платиноидов, представлена сульфидами рутения, осмия ряда лаурит-эрликманит, содержащими иридий. Изменчивость состава сульфидов в целом повторяет закономерности, описанные для сплавов системы Os-Ir-Ru-Pt.

Наконец, весьма важным показателем первичной дифференциации платиноидов в гипербазитах является развитие первичной палладиевой и, возможно, родиевой минерализации в породах верхней части разреза.

С учетом всех минералогических данных общая схема эволюции ведущего элементного состава первичных парагенезисов платиновых металлов от нижней части гипербазитового разреза к верхней может быть представлена следующим образом  $Ru, Os \rightarrow Os, Ir \rightarrow Os, Ir, Pt \rightarrow Pt \rightarrow Pt, Pd, Ph$ .

Эти особенности первичных парагенезисов платиноидов наследуются в составе вторичных минеральных ассоциаций, обнаруживающих отчетливую связь с комплексом метаморфических преобразований гипербазитов. Одной из главных особенностей этих ассоциаций является развитие относительно простых по составу металлических либо двухкомпонентных соединений платиноидов с элементами группы железа. Металлическими фазами являются самородные рутений, осмий, платина. Среди двухкомпонентных соединений установлены:  $(Ru, Fe)$ ,  $(Os, Fe)$ ,  $(Ir, Fe)$ ,  $Ni_3Fe$  с примесью платиноидов,  $Pt_3Cu$ ,  $Cu_3Pt$ ,  $(Pt, Ni, Cu)_3Fe$ , а также ассоциирующие с этими минералами  $Cr, Fe, Fe_3Cr, (Co, Ni, Fe)$  и металлический кремний. По-видимому, несколько специфичен комплекс самых поздних минералов платиноидов, включающий сульфиды арсениды и арсениды Ir, Os, Ru и Pt, а также сульфиды Rh, Pt и некоторые интерметаллиды палладия.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют, что эволюция рудогенеза и формирование рудных концентраций в гипербазитах полностью

согласованы с петрологической эволюцией формирования гипербазитового разреза в целом, как на стадии образования первичных пород, так и при их метаморфическом преобразовании.

### ГРАНИТОИДНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

При рассмотрении гранитоидных систем обратим внимание на признаки потенциальной рудоносности и условия образования тех кислых магматических пород, с которыми связано, нередко генетически, большое количество эндогенных полезных ископаемых (в первую очередь олово, вольфрам, молибден, редкие элементы и редкие земли, иногда золото, медь, полиметаллы, железо и некоторые другие).

Понятие потенциальной рудоносности магматических пород (или слагаемых ими массивов) подразумевает способность этих пород генерировать в благоприятных тектонических и геологических условиях рудные месторождения. Именно для таких рудных месторождений могут быть использованы признаки потенциальной рудоносности.

Способность магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых может быть связана непосредственно с концентрированием и соответствующим отделением рудного вещества в процессе образования магматической породы и ее постмагматической и гидротермальной истории. В этом случае говорят о генетической связи оруденения с магматической породой. Возможны и более сложные проявления связи магматизма с рудными месторождениями. В частности, такая связь может осуществляться через единый источник магматических пород и рудного вещества без непосредственной генерации последнего магматической системой. Возможно, что формирование одних магматических пород способно мобилизовать рудное вещество из других пород, без взаимодействия с которыми рудные месторождения не образовались бы. Возможны и другие взаимоотношения между магматическими породами и оруденением. Во всех случаях, когда существует пространственная и временная связь между магматической породой и оруденением независимо от генетического или парагенетического ее смысла, видимо, можно говорить о позитивной роли магматических пород (совместно с другими, например, литологическими, тектоническими и т.п. условиями) в рудогенезе, а следовательно, о способности данных магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых.

### Геохимические типы массивов рудоносных магматических пород

При исследовании связей оруденения с магматическими породами нужно иметь рациональную вещественную и особенно геохимическую классификацию последних. Необходимость геохимической классификации магматических пород обусловлена тем, что разные типы оруденения могут быть связаны с близкими по общему химическому и минеральному составу породами, отличающимися в то же время особенностями распределения типоморфных редких элементов. Важно также геохимически отличать рудоносные и безрудные магматические породы, близкие по общему химическому составу.

В качестве единицы такой геохимической классификации рудоносных магматических пород нами совместно с П.В. Ковалем, В.С. Антипиным, В.Н. Якимовым предложено понятие геохимического типа массива [31].

При разработке понятия геохимического типа пород мы исходим из того, что эта классификационная единица, во-первых, должна быть так строго определенной, чтобы характеризовать важнейшие вещественные петрографические, петрохимические и геохимические свойства рассматриваемых пород. Во-вторых, геохимический тип должен отвечать требованию определенной пространственной независимости при его локализации, т.е. способности пород данного геохимического типа образовывать индивидуальные массивы. Это значит, что те простейшие составы пород, которые лежат в основе петрографической номенклатуры, здесь не всегда пригодны. Кроме того, породы некоторых геохимических типов в петрографическом и петрохимическом отношении оказываются весьма близкими, но заметно различающимися по распределению некоторых редких элементов. В-третьих, геохимический тип должен нести определенную металлогеническую нагрузку, определяя генетически связанные с ним специфические рудные проявления.

Геохимический тип массивов объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных.

Геохимический тип определяется для каждого конкретного массива пород, а формация — нередко для целого интрузивного комплекса, т.е. для групп массивов. Подчеркнем также, что классификация геохимических типов относится к массивам магматических пород, а не к породам. В связи с этим геохимический тип будет достоверно определен только тогда, когда достоверно выявлен вещественный состав всей совокупности пород массива. Систематизация плутонических пород на основе геохимических типов не противостоит, а дополняется ни петрографической номенклатуре, ни формационной классификации, но дополняет ту и другую, подчеркивая рудоносность магматических пород.

В настоящее время нет всеобъемлющей классификации геохимических типов рудоносных магматических пород. Первая попытка в этом направлении осуществлена Л.В. Таусоном [99]. При последующем описании мы ограничимся геохимической типизацией гранитоидов позднеорогенной и активизационной тектонических режимов (геодинамические обстановки андийского, калифорнийского или монголо-охотского, а также коллизионного типов) как наиболее представительных и полно изученных [31].

Наш опыт петрографических и геохимических исследований разновозрастных рудоносных магматических пород Монголии, Забайкалья, Тувы, Восточного Саяна, Казахстана, Нигерии, Чехословакии, ГДР, а также обзор имеющейся литературы по рудоносным и в том числе редкометалльным гранитоидам показывают, что в соответствии с приведенным определением и ограничением геодинамических обстановок могут быть выделены следующие геохимические типы массивов гранитоидных пород,

Таблица 5

Средние химические составы пород геохимических типов массивов Монголии [31]

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	68,73	73,11	74,86	73,21
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,28	0,16	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	13,69	12,89	12,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,27	2,43	2,00	2,68
MnO	0,07	0,06	0,05	0,07
MgO	0,95	0,39	0,10	0,25
CaO	2,03	1,12	0,60	0,58
Na <sub>2</sub> O	4,26	3,70	4,11	4,43
K <sub>2</sub> O	3,76	4,36	4,45	5,22
P O <sub>2</sub>	0,12	0,09	0,09	0,08

1 – гранодиорит-гранитный тип; 2 – тип стандартных гранитов; 3 – тип литий-фтористых гранитов; 4 – тип пород повышенной щелочности.

\*Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO, пересчитанное на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

из которых три последних объединяют редкометалльные гранитоиды [27, 31].

1. Гранодиорит-гранитный (петрохимические параметры:  $a - 12,4 + 13,4$ ;  $c - 4,5 + 2,4$ ;  $b - 8,3 + 5,4$ ;  $S - 74,8 - 78,8$ ;  $Q = 20,3 + 28,4$ ); средний состав – промежуточный между средними составами гранодиорита и известково-щелочного гранита (табл. 5).

2. Геохимический тип стандартных гранитов (на петрохимической диаграмме А.Н. Заварицкого – от состава гранита до линии, ограниченной следующими координатами:  $a - 12,0$ ;  $b - 3,5$ ;  $a - 17,0$ ;  $b - 2,2$ ;  $c - 0$ ;  $b - 3,5$ ;  $c - 1,5$ ;  $b - 2,0$ ) близок к среднему составу липарита (табл. 5).

3. Геохимический тип литий-фтористых плюмазитовых лейкогранитов (составы которых лежат выше граничной линии, указанной в предыдущем интервале); близок к среднему составу аляскита (см. табл. 5).

4. Геохимический тип пород повышенной щелочности (с повышенным коэффициентом агапитности (больше единицы), наличием щелочных минералов (щелочных темноцветных), а также минеральных парагенезисов повышенной щелочности по Д.С. Коржинскому. Следует подчеркнуть, например, что тип щелочных пород и гранодиорит-гранитный геохимический тип довольно четко диагностируются по минералогическим и петрохимическим признакам. Для различия гранитоидов литий-фтористого и стандартного геохимических типов приходится использовать не только петрохимические и петрографические признаки, но и распределение редких элементов.

Подробное описание редкометалльных гранитоидов литий-фтористого и щелочного геохимических типов приведено в [31, 99]. Здесь представим только их краткую диагностическую характеристику.

К геохимическому типу стандартных гранитов отнесены обычные широко распространенные известково-щелочные биотитсодержащие лейко-

граниты, промежуточные по химическому составу между средними составами гранитов и аляскистов по Дэли. Содержания большинства редких элементов в них близки к средним содержаниям в гранитах [9], хотя встречаются несколько повышенные и пониженные концентрации рубидия, олова, бериллия, вольфрама. Для гранитов стандартного типа характерны мирмекиты и сфен-ортитовый или промежуточный между сфен-ортитовым и ильменит-монацитовым парагенезис акцессорных минералов. В массивах гранитов стандартного типа отмечаются тела гранитов дополнительной фазы, иногда пегматиты, лампрофиры, кварц-мусковитовые грейзены нередко с вольфрамовым оруденением либо оловянным оруденением. В поздних фазах массивов стандартного геохимического типа иногда отмечаются своеобразные турмалин-двуслюдяные и турмалин-мусковитовые граниты с бериллом.

К литий-фтористому геохимическому типу массивов редкометальных гранитов относится вся серия гранитоидных, чаще плюмазитовых пород лейкогранитов до альбит-лепидолитовых гранитов, несущих повышенные по сравнению со средними содержаниями в кислых магматических породах концентрации фтора, редких щелочных элементов, олова, ниобия, тантала и пониженные концентрации стронция, бария, редких земель и иттрия [27]. Имеются субвулканические и вулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов: онгониты, онгориолиты или топаз-содержащие риолиты.

Пространственные связи оруденения и магматизма в первую очередь на примере территории МНР, но с учетом других регионов [27, 31], геохимическая характеристика рудоносных магматических пород и оруденения, а также общие закономерности пространственного и временного размещения магматических пород и оруденения на территории запада Монголо-Охотского пояса явились основой для характеристики рудоносных магматических пород кислого состава. Достаточно полный перечень типов оруденения, связанных с различными геохимическими типами магматических пород, представлен в табл. 6. Несколько подробнее охарактеризуем потенциальную рудоносность магматических пород МНР на редкие элементы, олово, вольфрам и золото [31].

Редкие элементы (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, TR). Рудоносные на перечисленные редкие элементы кислые магматические породы могут быть отнесены к трем геохимическим типам гранитоидов: литий-фтористому (Li, Rb, Cs, Ta, Sn), щелочному (Nb, Zr, Hf, TR, Li) и стандартному (Ta, Be). Принадлежность к какому-либо из этих геохимических типов наряду с пространственным положением массива магматических пород в соответствующей металлогенической структуре является первым признаком его потенциальной рудоносности, особенно важным при региональной мелкомасштабной оценке перспективности крупных и сравнительно плохо изученных в геологическом отношении территорий.

В самом общем виде такие проявления (эндогенные рудные формации) могут быть разделены на три следующие группы, отвечающие разным фациям глубинности магматических пород: 1) приповерхностные редкометальные и вулканические и субвулканические породы: а – танталосодержащие литий-фтористые онгониты (плутонические и вулканические); б – цезийсодержащие кислые стекла; 2) группа гипабиссальных редко-

металльных (литий-фтористых и щелочных) гранитоидов и связанных с ними пород; 3) группа редкометалльных пегматитов.

В основу принятой систематики редкометалльного оруденения Монголии (см. табл. 6) положен, ставший классическим после работ С.С. Смирнова, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, Е.А. Радкевич, Р.М. Константинова и др., формационный подход, согласно которому в рудную формацию объединяются проявления со сходными минеральным составом и геологическими условиями образования.

Рудные формации объединены в генетические группы согласно их положению в регрессивном ряду магматогенных образований (см. табл. 6). Для наших целей, имея в виду образование подавляющего количества концентраций редких элементов из остаточных магм или при постмагматических гидротермальных процессах, выделяются магматическая и гидротермальная генетические группы рудных формаций. Там, где это было возможно, в пределах формаций выделялись отдельные минеральные типы, отличающиеся парагенезисами ведущих типоморфных минералов — слюд, турмалина, полевых шпатов и др. В последних в наиболее явной форме отображаются различия физико-химических условий становления рудных тел определенных минеральных типов редкометалльных проявлений в пределах отдельных формаций.

По общему химическому составу, а также по распределению редких элементов среди онгонитов имеются аналоги лейкогранитов, микроклинальбитовых редкометалльных гранитов и лейкогранитов (онгониты даек Бага-Газрынских и района Дадал—Сомона), альбит-лепидолитовых гранитов (онгониты дайки Амазонитовой Онгон-Хайрханского месторождения), альбит-мусковитовых гранитов и лейкогранитов (онгониты дайки Штокверковой) [30]. Соответственно наиболее богаты танталом онгониты Амазонитовой дайки, хотя высокие содержания этого элемента имеются и в других телах онгонитов: в Штокверковой дайке до 0,02%, в Бага-Газрынских дайках до 0,03%. Важно, что в танталоносных онгонитах соотношение ниобия и тантала опускается до единицы и даже ниже. В среднем содержание тантала и лития выше в закаленных эндоконтактных афировых онгонитах (дайка Амазонитовая).

Вулканические онгориолиты относятся к кислым породам с повышенным содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O$ , калиево-натриевым, весьма высокоглиноземистым. По общему химическому составу они ближе всего к умеренно дифференцированным онгонитам Бага-Газрына и Ары-Булака [31] и особенно к литий-фтористым лейкогранитам [27]. Как и известные субвулканические онгониты, эффузивные их разности обогащены фтором, редкими щелочными металлами, бериллием, ниобием, танталом, обеднены барием, стронцием, цирконием и редкоземельными элементами. В генетической связи с вулканическими онгориолитами известны крупные месторождения бериллиевых туфов (западные штаты США, например Юта), деревянистого олова. Онгониты как редкометалльное сырье — это руда будущего.

Иногда на субвулканические онгониты накладывается более позднее штокверковое вольфрамовое оруденение с оловом, ниобием и танталом (Онгон-Хайрханское месторождение в МНР), либо цвиттеровое оловяновоольфрамовое оруденение с танталом и ниобием (Бага-Газрын в МНР).

Таблица 6  
Эндеогенные рудные формации и минеральные типы  
редкометалльных проявлений Монголии по [30]

Генетическая группа рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Рудообразующие элементы		Геохимический тип; магматическая фация	
			главные	второстепенные		
Магматическая	Онгонитовая вулканическая		Ta, Li	Литиевый биотит	Литий-фтористый; вулканическая	
	Онгонитовая плутоническая	Литиево-слюдяной	Ta, Li-слюда	Rb, Nb	Литий-фтористый; приповерхностная	
		Мусковитовый			То же	
	Цезиевых стекол			Nb	То же	
	Бериллиевых туфов			Rb	Литий-фтористый; вулканическая	
	Танталовоносных гранитов	Литиево-слюдяной		Li, флюорит	Литий-фтористый; вулканическая	
		Мусковитовый		Li-слюда, керамическое сырье	Литий-фтористый; гипабиссальная	
				Ta, Be с наложенным W и Mo оруденением, TR, Zr, Nb	То же	
	Редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов			Р.э. э., Zr, Nb	Ta, Hf, Th, керамическое сырье (?)	Щелочных пород; гипабиссальная
	Танталоносных пегматитов	Литиево-слюдяной		Ta, Li-слюда	Be, Sn, керамическое сырье	Стандартный; мезоабиссальная
	Мусковитовый				То же	
Гидротермальная	Эвдиалитовых пегматитов		Ta	Слюда, керамическое сырье	То же	
	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая)	Касситерит-кварцевый	Zr	TR, Nb	Щелочных пород; гипабиссальная	
			Sn, Be	Ta, литиевая слюда	Литий-фтористый; гипабиссальная	
		Касситерит-вольфрамит-цинк-вальдит-кварцевый (цивитеритовый)	W, Sn		То же	
		Вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	W, Sn	Mo, Be	Гранодиорит-гранитный и стандартный, мезоабиссальная	
		Касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый (грейзеновый)	W, Sn	Ta	Литий-фтористый; гипабиссальная	
		Вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами	W, Sn	Be	Стандартный; гипабиссальная	
	Вольфрамит-кварцевая (молибдено-вольфрамовая)	Вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый (жильный и грейзеновый подтипы)	W, Mo, Be	Cu, Be, As, Ta	Стандартный и литий-фтористый; гипабиссальная	
	Фенакит-флюорит-бертрандитовая	Фенакит-флюоритовый	Be	Флюорит	Стандартный; гипабиссальная	
	Редкоземельная фельдшпатовая	Монацит-флюорит-полевошпатовый	TR	Керамическое сырье	Литий-фтористый; гипабиссальная	

Генетическая группа рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Рудообразующие элементы		Геохимический тип; магматическая фация	
			главные	второстепенные		
Магматическая	Онгонитовая вулканическая		Ta, Li	Литиевый биотит	Литий-фтористый; вулканическая	
	Онгонитовая плутоническая	Литиево-слюдяной	Ta, Li-слюда	Rb, Nb	Литий-фтористый; приповерхностная	
		Мусковитовый			То же	
	Цезиевых стекол			Nb	То же	
	Бериллиевых туфов			Rb	Литий-фтористый; вулканическая	
	Танталовоносных гранитов	Литиево-слюдяной		Li, флюорит	Литий-фтористый; вулканическая	
		Мусковитовый		Li-слюда, керамическое сырье	Литий-фтористый; гипабиссальная	
				Ta, Be с наложенным W и Mo оруденением, TR, Zr, Nb	То же	
	Редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов			Р.э. э., Zr, Nb	Ta, Hf, Th, керамическое сырье (?)	Щелочных пород; гипабиссальная
	Танталоносных пегматитов	Литиево-слюдяной		Ta, Li-слюда	Be, Sn, керамическое сырье	Стандартный; мезоабиссальная
	Мусковитовый				То же	
Гидротермальная	Эвдиалитовых пегматитов		Ta	Слюда, керамическое сырье	То же	
	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая)	Касситерит-кварцевый	Zr	TR, Nb	Щелочных пород; гипабиссальная	
			Sn, Be	Ta, литиевая слюда	Литий-фтористый; гипабиссальная	
		Касситерит-вольфрамит-цинк-вальдит-кварцевый (цивитеритовый)	W, Sn		То же	
		Вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	W, Sn	Mo, Be	Гранодиорит-гранитный и стандартный, мезоабиссальная	
		Касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый (грейзеновый)	W, Sn	Ta	Литий-фтористый; гипабиссальная	
		Вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами	W, Sn	Be	Стандартный; гипабиссальная	
	Вольфрамит-кварцевая (молибдено-вольфрамовая)	Вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый (жильный и грейзеновый подтипы)	W, Mo, Be	Cu, Be, As, Ta	Стандартный и литий-фтористый; гипабиссальная	
	Фенакит-флюорит-бертрандитовая	Фенакит-флюоритовый	Be	Флюорит	Стандартный; гипабиссальная	
	Редкоземельная фельдшпатовая	Монацит-флюорит-полевошпатовый	TR	Керамическое сырье	Литий-фтористый; гипабиссальная	

Цезийсодержащие перлиты слагают дайки, лавовые покровы и купола. Мощность даек таких перлитов в МНР 2–8 м, протяженность – 200–400 м. Перлиты содержат редкие оплавленные вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Наиболее высокие содержания цезия (до 0,09% и выше) устанавливаются в нераскристаллизованных перлитах. Концентрация цезия уменьшается с увеличением степени раскристаллизации стекла (с усилением его "гранофиризации"). Подчеркнем также, что богатые цезием стекла являются типичными перлитами с высокими содержаниями воды и довольно низкими концентрациями калия и натрия. Цезийсодержащие перлиты несут несколько повышенные по сравнению со средними концентрациями в кислых породах содержания олова, фтора, ниобия и бериллия [31]. Рассматриваемые перлиты МНР весьма близки к богатым цезием стеклам, описанным Г.В. Шатковым и Е.Н. Гушиным. Этими авторами показано, что цезий концентрируется в стекле и его повышенные содержания являются первично-магматическими.

Формации танталовых гранитов достаточно широко представлены на территории Монголии. Детальное описание массивов этой формации приведено в ряде работ [27, 30, 31]. По составу слюд в пределах этой формации выделены литиево-слюдяной и мусковитовый типы. Главные рудообразующие комплексы для литиево-слюдяного типа – тантал, сопутствующие – литиевые слюды, керамическое сырье, ниобий, олово, а для мусковитового типа – тантал, бериллий с наложенным вольфрам-молибденовым оруденением, сопутствующие – слюда, керамическое сырье и некоторые другие. Важнейшим рудным минералом в формации танталоносных гранитов является колумбит-танталит, к которому в литиево-слюдяном типе добавляются микролит, Рb-пирохлор, а в мусковитовом – берилл. Главные породообразующие минералы формации – кварц, альбит, калиевый полевой шпат, второстепенные – слюды (в том числе высоколитиевые) и иногда топаз.

Формация танталоносных гранитов генетически связана с континентальной магматической формацией лейкогранитов [27], причем литиево-слюдяные танталоносные граниты являются остаточными дифференциатами лейкогранитовых массивов литий-фтористого геохимического типа, а мусковитовые связаны с гранитоидами стандартного геохимического типа [27]. В литиево-слюдяных танталоносных гранитах содержание тантала от 40 до 150 г/т и выше (при соотношении  $Nb/Ta = 0,4 \div 5,7$ ), литиевых слюд до 10–20%; в мусковитовых танталоносных гранитах тантала 40–50 г/т при соотношении  $Nb/Ta = 2 \div 8$ .

Породы рассматриваемой рудной формации слагают апикальные и эндоконтактные зоны массивов литий-фтористого и стандартного геохимического типов, а также самостоятельные штокообразные и дайкообразные интрузивные тела. Примерами танталоносных гранитов литиево-слюдяного типа в МНР являются Жанчивланский, Борохуджиринский, Багагазыринский, Абдарский, Борунцогтинский, Югодзырский и другие массивы [30]. Танталоносные граниты мусковитового типа известны в пределах массивов Югодзырь, Тумен-Цогт, Барун-Цогт, в Удзыгинском и Яргайтском массивах. Большинство из них охарактеризовано в опубликованной литературе.

Формация редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов является рудоносной на редкие земли, ниобий и цирконий. В настоящее время появление ее обнаружено среди позднепалеозойских щелочных гранитов Южно-Гобийского пояса (Хан-Богдинский и Хархадский массивы). Однако несомненно, что для Монголии это только первые находки, поскольку в последние годы установлена широкая распространенность массивов щелочных гранитов как в пределах всего Южно-Гобийского пояса (от восточной до западной границ Монголии), так и в пределах Северо-Монгольского пояса [35].

Редкометалльные щелочные граниты широко известны и в других регионах Земли. Массивы данной рудной формации описаны в литературе [27]. Главные рудообразующие элементы этой формации — редкие земли, цирконий, ниобий; сопутствующие — тантал, гафний, торий, литий, керамическое сырье (?). Важнейшими рудными минералами редких земель являются редкоземельные силикаты, монацит, синхизит, сфен; циркония — эльпидит, циркон, армстронгит; ниобия — монголит, пироклор, неизвестные силикаты ниобия. Типичные породообразующие минералы — кварц, альбит, калиевый полевой шпат, арфведсонит, эгирин. Содержание редких земель в рудах от 0,8 до 4,5%, циркония — 6,7%, ниобия — 0,3%.

Формация редкометалльных щелочных гранитов характерна для мощных кольцевых и пластовых дайковых пород, сложенных переслаивающимися редкометалльными мелано- и лейкократовыми микроклин-альбитовыми гранитами и пегматитами, приуроченными к апикальным частям массивов щелочных гранитов (Хан-Богдинский массив). Нередко редкометалльные щелочные граниты концентрируются в апикальных частях многофазных массивов, обогащенных шпировыми пегматитами.

Формация танталоносных пегматитов, как и формация танталоносных гранитов, разделена на литиево-слюдяной и мусковитовый типы, между которыми имеются все переходные разности. Главными полезными компонентами литиево-слюдяного типа являются тантал и литиевая слюда, сопутствующими — бериллий, олово, керамическое сырье, а для мусковитового типа главный компонент — тантал, сопутствующие — слюда, керамическое сырье. Главные рудные минералы — колумбит-танталит и другие тантало-ниобаты, а также касситерит и берилл. Породообразующими минералами являются кварц, альбит, калиевый полевой шпат, в меньшей степени топаз, апатит, слюда, гранат, рубеллит, шерл. В настоящее время в МНР изучены три поля пегматитов.

Оловянное и вольфрамовое оруденение в связи с кислым магматизмом отличаются значительным формационным разнообразием (по данным П.В. Коваля и В.М. Якимова): гидротермальные, скарновые, пегматитовые. Все известные рудные проявления олова и вольфрама разделяются на две неравные по объему группы. Первую составляют проявления, формирующиеся в алюмосиликатной среде с относительно невысокой концентрацией основных компонентов и представляющие обычные регрессивные ряды эндогенных образований, связанных с гранитным процессом (граниты—пегматиты—грейзены и гидротермальные жилы). Ко второй группе относятся скарны, появление которых определяется наличием благоприятных кремнисто-карбонатных или богатых основными компонентами алюмосиликатных вмещающих пород. Коренные проявления

вольфрамового и оловянного оруденения МНР и образующиеся за их счет россыпи в большинстве ассоциируют с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов (плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами по Л.В. Таусону). Значительно реже они связаны с лейкогранитными фациями интрузий гранодиорит-гранитного геохимического типа (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда). Большая часть известной гидротермальной оловянно-вольфрамовой и молибдено-вольфрамовой минерализации МНР ассоциирует с массивами гранитов стандартного геохимического типа. Онгониты, редкометалльные микроклин-альбитовые граниты, цвиттеры, некоторые проявления вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевого и касситерит-сульфидного типов связаны с массивами литий-фтористых гранитов. Единичные проявления такого оруденения известны в массивах гранодиорит-гранитного типа.

Проявления скарнов установлены в связи с гранитоидами всех геохимических типов, исключая литий-фтористый. Однако собственно вольфрамовые и оловянные скарновые рудопроявления пока известны лишь в районах интрузий стандартного геохимического типа (Баян-Обо, Бэйсэ).

Тип вольфрамового оруденения связан с характером геохимической эволюции гранитоидных ассоциаций [31]. Выделено два крайних типа вольфрамоносных гранитоидов: 1) без накопления или с убыванием вольфрама в поздних интрузивных фазах (интрузии гранитов стандартного геохимического типа, вольфрамовое или молибдено-вольфрамовое оруденение, массивы — Их-Хайрхан, Их-Наротин-Хид, Тумэн-Цогто); 2) с накоплением вольфрама в поздних интрузивных фазах (интрузии с проявлением гранитов литий-фтористого типа, оловянно-вольфрамовое и танталовое оруденение, массивы — Бага-Газрын, Жанчивлан, Цаган-Даба). Указанные типы гранитных интрузий различаются не только общей геохимической спецификой, но и физико-химическими параметрами газожидких включений в минералах сопутствующих проявлений [24].

Из геологических особенностей рудоносных интрузий наиболее существенны размеры, степень эродированности, глубина и структурная обстановка формирования. В целом для промышленного оловянного и вольфрамового оруденения благоприятны высокодифференцированные гипабиссальные или приповерхностные гранитоидные ассоциации с проявлением гранитоидов различных геохимических типов (в первую очередь стандартного).

Комплексное изучение газожидких включений в рудных и жильных минералах из месторождений различных типов Г.Ф. Ивановой и В.Б. Наумовым показало, что независимо от парагенетических ассоциаций температурный интервал образования вольфрамовой минерализации для абсолютного большинства изученных месторождений соответствует 320–270 °С. В него укладывается как наиболее характерная для Монголии собственно вольфрамитовая минерализация, так и собственно губнеритовые месторождения Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Буянты, Западное. Исключение составляет лишь месторождение Бага-Газрын грейзенового топаз-циннвальдитового типа, где значения температур достигают величины порядка 400 °С. Широкая распространенность в газожидких включениях минералов-узников в кварце, флюорите, топазе и касситерите свидетельствует о формировании этого месторождения из высококонцентрированных растворов.

Распространение жидкой углекислоты в газовой-жидких включениях минералов большинства вольфрамовых месторождений позволяет оценить величины давления их формирования, равные 520–1400 бар, что соответствует литостатическому давлению на глубинах порядка 2–5 км. Барометрические характеристики вольфрамовых месторождений Монголии близки соответствующим значениям, полученным теми же методами для вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья – 350–270°С и 550–1700 бар соответственно.

Не останавливаясь подробно на характеристике оруденения отдельных месторождений, отметим и их геохимическое сходство с месторождениями классических оловянно-вольфрамовых провинций. Так, топаз-циннвальдитовые грейзеновые месторождения МНР аналогичны широко известным олово-вольфрамовым месторождениям Рудных гор: Цинновцу, Крупке, Альтенбергу и др. Гюбнерит-сульфидные месторождения МНР сопоставимы с такими месторождениями Забайкалья, как Холтосонское и Бом-Горхонское; сульфидсодержащие вольфрамитовые месторождения Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ – с месторождениями Букука и Белуха.

Золотое оруденение рассмотрим по данным Ю.П. Цыпукова. Оно представлено богатыми в прошлом россыпями и коренными проявлениями малосульфидной золото-кварцевой формации<sup>1</sup>. Золотоносные площади контролируются зонами скрытых разломов, вмещающих рудоносные многофазные габброидно-гранитные интрузии и участки интенсивного гидротермального преобразования боковых пород [31].

Основной морфологический тип коренных золоторудных проявлений – кварцевые жилы, залегающие преимущественно в контактовых зонах интрузий амфибол-биотитовых и биотитовых гранитов. Жилы сопровождаются березитизацией. Ширина околожильной оторочки интенсивно измененных гранитоидов (кварц + мусковит + альбит + карбонат + пирит + + микроклин) обычно не превышает первых дециметров. Собственно березиты (кварц + мусковит + анкерит + пирит) отмечаются лишь в маломощных призальбандовых зонах. Внешние зоны колонки околожильных метасоматитов имеют площадное развитие, охватывая практически всю площадь выхода материнской интрузии. Наиболее высокие содержания золота устанавливаются во внутренней призальбандовой части колонки околожильных метасоматитов, где наблюдаются максимальные концентрации углекислоты и серы и минимальные – кремнезема. В последнее время выделен еще один морфологический тип золотой минерализации – крупные штокверковые тела в зонах интенсивного расланцевания и трещиноватости. Метасоматические образования таких зон представлены березитоподобными апогранитными метасоматитами и апосланцевыми кварцево-серицитовыми метасоматитами. Повышенные содержания золота присущи участкам зон, наиболее насыщенным прожилками кварца. Околорудные метасоматиты и особенно метасоматиты зон расланцевания и трещиноватости представляют большой интерес как источник коренного и россыпного золота.

<sup>1</sup> В последние годы, по данным Ю.В. Комарова, на территории МНР устанавливаются признаки золоторудных проявлений черносланцевой формации.

На основе обобщения громадного фактического материала по связям магматизма и оруденения (в первую очередь по территории Монголо-Охотского пояса) выявлены признаки потенциальной рудоносности всех геохимических типов магматических массивов [30, 31, 32, 50].

Остановимся на особенностях связи литофильного и халькофильного оруденения с кислым магматизмом. Многочисленными работами, в том числе и приведенными выше данными, однозначно доказывается генетическая связь литофильного оруденения с кислым магматизмом. Однако характер и даже наличие связи с кислым магматизмом халькофильного оруденения до сих пор не ясны. Имеющийся материал по МНР представляет возможность рассмотреть этот вопрос на примере эволюции магматизма и оруденения в течение фанерозоя [29].

В позднерифейско-раннекембрийскую эпоху на этой территории в основном проявился базитовый магматизм в офиолитовых поясах с проявлениями железа, золота, меди, никеля, т.е. типичных халькофильных элементов.

В раннепалеозойскую эпоху наряду с базитовым магматизмом офиолитовых поясов с проявлениями золота и железа формировались протяженные пояса гранитоидов тоналит-плагиогранитной, гранодиоритовой и гранодиорит-гранитной формаций. В пространственной близости с этими гранитоидами находятся проявления железа, цинка, меди, золота, свинца, серебра, т.е. опять халькофильных элементов.

В среднепалеозойскую эпоху продолжали развиваться бассейны с океанической корой (сейчас офиолиты) с проявлениями колчеданов, полиметаллов, золота, серебра, меди. В континентальных зонах в эту эпоху наряду с известково-щелочными гранодиорит-гранитными и лейкогранитными породами нормального ряда формировались гранит-лейкогранитная с граносиенитами, монцонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая формация субщелочного ряда. Как и следует ожидать в силу связи литофильного оруденения с лейкогранитами, здесь появляются проявления вольфрама, молибдена, редких элементов, но вместе с ними в пространственной близости с гранитоидами сохраняются проявления халькофильных элементов: железа, полиметаллов, меди.

В позднепалеозойскую эпоху практически вся территория МНР (кроме крайней юго-востока) вступила в континентальную стадию. В эту эпоху гранитоидный магматизм на территории МНР проявился во всем своем разнообразии: нормальные лейкограниты, литий-фтористые (еще сравнительно редко) граниты, щелочные граниты, граниты и гранодиориты. Естественно, что в связи с гранитоидами установлены проявления вольфрама, молибдена, олова, редких земель, циркония, тантала, ниобия, но в единичных металлогенических поясах с ними известны проявления халькофильных элементов: медь, золото, свинец, цинк.

Аналогичная картина отмечается и для мезозоя, но с более широким развитием месторождений редких элементов, серебра, флюорита и др.

Следовательно, на примере МНР можно говорить об определенной "сквозной" эволюции халькофильного оруденения в связи с самыми различными типами магматизма, в том числе с гранитоидами. Металлогеническое различие ареалов и поясов заключается в наличии или отсутствии литофильной минерализации и, конечно, в специфике халькофильной,

но не в ее отсутствии. Это может быть обусловлено четкой генетической связью литофильной минерализации с определенными формациями или геохимическими типами гранитоидов и отсутствием такой связи для многих гранитоидных формаций и проявлений халькофильных элементов.

### Физико-химические параметры образования рудноносных кислых магматических пород

Благодаря значительному прогрессу в изучении расплавных и флюидных микровключений в минералах, достигнутому в последние годы, имеется возможность охарактеризовать физико-химические параметры рудоносной системы кислый магматический расплав—гидротермальный раствор. Характеристику (температура, давление, состав флюида, содержание воды в расплавах и т.д.), полученную нами с В.Б. Наумовым [32], ограничим системами, ответственными за образование в основном месторождений олова, вольфрама, молибдена, редких земель и редких элементов, связанных с различными лейкогранитами.

Имеющиеся к настоящему времени данные по температуре (гомогенизации) и давлению флюида в системе кислый расплав—раствор представлены на рис. 16, где пунктиром показаны линии солидуса в системах гранит— $H_2O$  и онгонит— $H_2O$ —HF. Проведены также линии, характеризующие двухфазовое равновесие газ  $\rightleftharpoons$  жидкость в системе  $H_2O$ —NaCl для растворов с концентрацией 26 (а) и 50 (б) мас.% и трехфазовое равновесие газ—жидкость—галит (а). Для растворов с летучими компонентами показаны проекции критических точек в системах  $H_2O$ — $CO_2$  и  $H_2O$ — $CH_4$ . На рис. 16, кроме того, проведены линии, соответствующие температурам (при градиенте  $50^\circ C/км$ ) и давлениям (при литостатической нагрузке 270 бар/км) на глубинах 3 и 7 км. Такие значения глубины были выбраны в связи с тем, что на основании ряда геологических критериев глубина формирования редкометальных месторождений оценивается многими исследователями, как не превышающая 2—3 км. Глубина формирования гранитоидных массивов, с которыми связаны редкометальные месторождения, по данным многих геологов не превышает 3—5 км.

Анализ представленной диаграммы показывает следующие главные особенности системы рудоносный расплав—раствор.

1. Температуры кислых магм варьируют от превышающих  $1000^\circ C$  до  $550^\circ C$ . С повышением давления флюида, которое варьирует от 100 бар до 6 кбар, температура магм снижается вдоль линии обводненного гранитного солидуса. Наиболее низкотемпературные магмы, представленные на рис. 16, ниже солидуса водного гранита, это онгонитовые, щелочногранитные и магмы литий-фтористых гранитов, для которых экспериментально установлен низкоплавкий характер. Не случайно они попадают на продолжение солидуса в системе онгонит— $H_2O$ —HF. Весьма широкий температурный интервал кристаллизации рудоносных кислых магм отмечается и для конкретных тел (например, онгонитов). Несомненно, это благоприятный фактор для глубокой дифференциации кислых магм.

2. Между областью существования магм и флюидов рудных стадий редкометальных месторождений существует поле высокотемпературных до-рудных флюидов, сосуществующих чаще всего с закристаллизованными

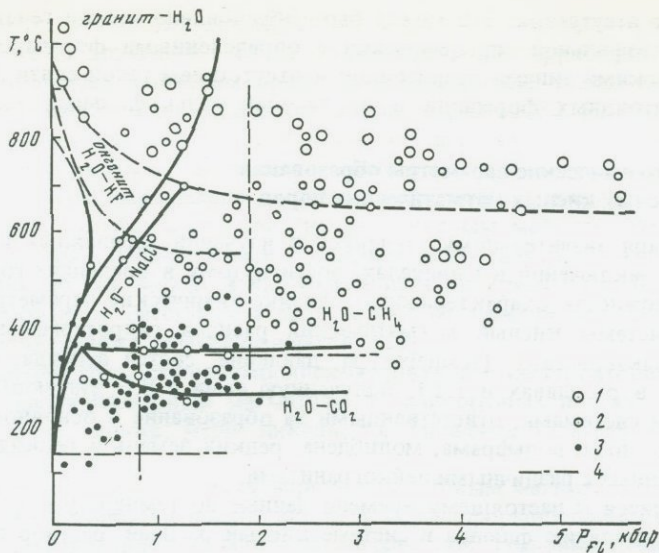


Рис. 16. Температура и давление, полученные при изучении расплавных и флюидных включений в минералах [58]

1 — магматические расплавы; 2 — магматические и постмагматические флюиды в гранитоидах и их метасоматических фациях; 3 — гидротермальные растворы рудных и пострудных стадий редкометалльных месторождений; 4 — температуры (при градиенте  $50^\circ\text{C}/\text{км}$ ) и давления на глубине 3 и 7 км при литостатической нагрузке 270 бар/км

гранитами, но нередко и с магмами, свидетельствуя о кипении последних. По-видимому, можно полагать, что довольно часто флюиды, прежде чем отложить руду, должны были пройти длительную температурную, динамическую и геохимическую эволюцию, начиная от отделения флюидов от магмы или от закристаллизованной из нее породы.

3. Температуры магм и связанных с ними рудных флюидов значительно (в 2–3 раза) выше возможных температур на глубине 7 км для магм и 3 км для месторождений, что свидетельствует о необходимости значительного привноса тепла и перемещения значительных объемов магм с более глубоких горизонтов земной коры.

4. На рис. 16 отчетливо видно, что кристаллизация расплавов кислого состава во многих случаях происходит при высоких флюидных давлениях, значительно превосходящих величину литостатической нагрузки пород. Отделившиеся на магматической стадии водные флюиды также находятся под большим давлением, в связи с чем они обладают высокой плотностью и высокой растворяющей способностью для многих элементов, в том числе и рудных. Несомненно, что возникающие избыточные градиенты давлений могут являться причиной движения гидротермальных растворов, формирующих рудные месторождения. Теоретически это явление избыточного давления флюида в кристаллизующейся магме следовало ожидать, поскольку объем на единицу массы кислой магмы с данным содержанием воды меньше объема той же массы кристаллов и флюида.

5. В целом регрессивная эволюция системы кислая магма–флюид на-

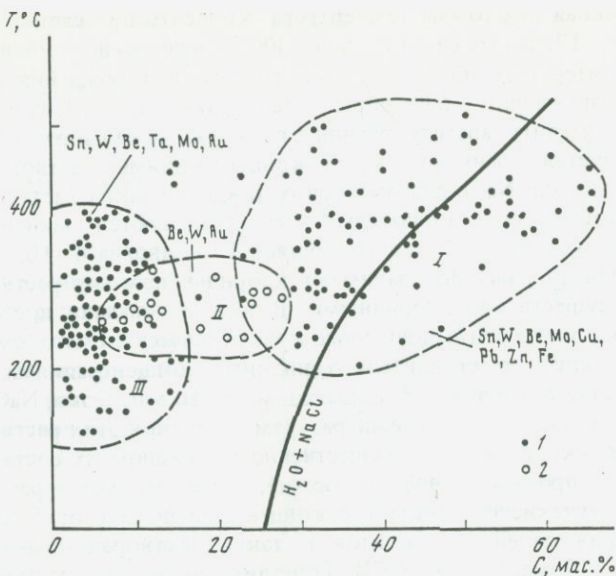


Рис. 17. Зависимость концентрации растворов от температуры для рудных и пострудных стадий редкометалльных месторождений [58]

1 — растворы солей электролитов; 2 — углекислые растворы, слабоконцентрированные водные растворы; I—III — поля главных типов рудных флюидов: I — хлоридные высококонцентрированные, II — водно-углекислые, III — слабоконцентрированные водные; индексами элементов показаны характерные рудные элементы в месторождениях, связанных с каждым из трех типов флюидов

правлена в сторону понижения давления флюида, что хорошо согласуется с расположением рудных месторождений над магматическими телами и объясняет причину этого движения. Одновременно снижение давления флюида от магмы до процесса рудообразования и связанные с этим понижение плотности и растворяющей способности флюида благоприятно осаждают рудное вещество. Например, для оловорудного месторождения Индустриальное (СССР) температура магмы 820–740°C, давление флюида 2,5 кбар, эти же параметры для рудного процесса: 430–340°C и 1,7–1,2 кбар. Для олово-вольфрамового месторождения Бага-Газрын (МНР) расплавы имеют 830°C и 2,4 кбар, а флюиды — 410–340° и 150–250 бар; для вольфрамового месторождения Кызыл-Тау (МНР) расплавы имеют 680°C и до 5,6 кбар, а флюиды — 350–300°C и до 2 кбар.

Комплексные исследования флюидных включений в минералах рассматриваемых месторождений и лейкогранитов свидетельствует о том, что рудные флюиды относятся к трем главным типам (рис. 17): малоцентрированные водные (поле III), водно-углекислые (поле II) и хлоридные высококонцентрированные (поле I). Последние фиксируются по наличию во включениях минералов-узников (галита, сильвина, хлоридов кальция, марганца и железа), а вторые — жидкой углекислоты или газового гидрата ( $\text{CO}_2 \times 5,75\text{H}_2\text{O}$ ). Следует отметить, что присутствие галита указывает на концентрацию хлористого натрия более 350 г/кг  $\text{H}_2\text{O}$ , а обнаружение фазы жидкой углекислоты свидетельствует о концентрации  $\text{CO}_2$  не менее 60 г/кг  $\text{H}_2\text{O}$ .

Обобщенная диаграмма температура–концентрация раствора, приведенная на рис. 17, построена на основе 300 определений, опубликованных в мировой литературе по 55 редкометальным месторождениям и рудопроявлениям (по кварцу – 63% определений, флюориту – 14, касситериту – 9, по топазу, шеелиту, апатиту, бериллу, гюбнериту и кальциту – 14%). Поле I характеризуется очень высокими концентрациями растворов – более 25–30 мас.% экв. NaCl, поэтому при охлаждении таких растворов до комнатной температуры обязательно кристаллизуются минералы-узники, количество которых обычно составляет 1–5, иногда 7–10. Наибольший объем среди твердых фаз занимают хлориды, поэтому растворы поля I являются существенно хлоридными. В поле II попадают достаточно многочисленные анализы (выполненные криметрическим методом без вскрытия включений) со сравнительно низкими концентрациями растворов, в большинстве случаев не превышающими 8–10 мас.% экв. NaCl. Немногочисленные пока данные по температурам эвтектики этих растворов свидетельствуют, скорее всего, о существенно фторидном их составе. Поле II, занимающее промежуточное положение, характеризуется растворами существенно углекислого состава с концентрацией CO<sub>2</sub> от 5 до 25 мас.%. Концентрация солей-электролитов в таких растворах обычно невелика (не более 3–7 мас.% экв. NaCl). Отчетливо видно, что растворы, составляющие поле I, являются в целом более высокотемпературными. Разница в температурах достигает 150°С.

Имеющиеся в настоящее время данные, к сожалению, пока недостаточно многочисленные, по характеристике состава и концентрации растворов дорудных стадий редкометальных месторождений свидетельствуют о том, что основные физико-химические особенности флюидов формируются еще на магматическом и раннем постмагматическом этапах. Например, для оловорудного месторождения Индустриальное (СССР) растворы рудной стадии попадают в поле I (см. рис. 17) и характеризуются температурами 465–275°С, давлениями до 1,1 кбар, концентрациями солей-электролитов 65–29 мас.% экв. NaCl и плотностями 1,73–0,70 г/см<sup>3</sup>. Дорудные флюиды, в том числе магматогенные, имеют температуру 920–760°С, давление до 1 кбар, концентрацию до 75 мас.% экв. NaCl и плотность до 1,9 г/см<sup>3</sup>.

Другим примером может являться вольфрамовое месторождение Спокойное (Восточное Забайкалье, СССР), в формировании которого, как показало изучение [32] флюидных включений в кварце, вольфрамите и флюорите из грейзенов и рудных жил, принимали участие растворы с высокой концентрацией углекислоты (см. рис. 17, поле II). Детальное исследование расплавных и флюидных включений в кварце гранитов Спокойнинского массива позволило выявить наличие существенно углекислого флюида еще на магматическом этапе становления этого массива.

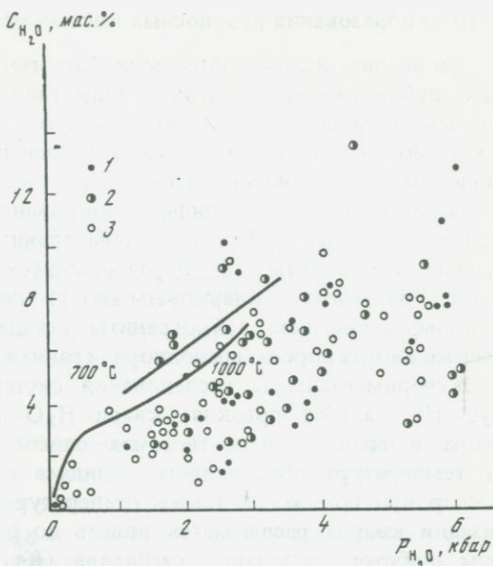
В целом намечается связь флюидов поля III (см. рис. 17) в первую очередь с гранитами литий-фтористого типа, полей II и I – с гранитами стандартного и в меньшей степени с гранитами литий-фтористого типа. В связи с щелочными гранитами известны преимущественно водные флюиды, иногда со значительными содержаниями углекислоты, фтора и хлора.

Важнейшим летучим компонентом в природных магмах и рудоносных флюидах является вода. На рис. 18 сведены все имеющиеся к настоящему времени результаты (115 определений) по концентрации и давлению воды,

Рис. 18. Концентрация и давление воды, полученные по расплавленным включениям в минералах магматических пород кислого состава [58]

1-3 — геохимические типы пород: 1 — литий-фтористый, 2 — щелочной, 3 — стандартный

полученные по расплавленным включениям в минералах магматических пород кислого состава. На нем также проведены линии, характеризующие зависимости растворимости воды от давления при температурах 700 и 1000°C, установленные экспериментально для эльджуртинского гранита (Тырныаузский район, Северный Кавказ).



Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях в концентрации воды, растворенной в магматических расплавах кислого состава, — от 0,1 до 13,9 мас.%; большинство определений характеризуется высокими значениями, порядка 2–8 мас.%. Из рис. 18 видно, что многие составы беднее водой, чем при изотермах насыщения водой расплава эльджуртинского гранита. Это означает, что расплавы в момент изоляции включений часто были недосыщены водой. Выше линий насыщения находятся только расплавы повышенной щелочности и расплавы с высоким содержанием фтора (онгонитовые). Экспериментальные данные по расплавам такого состава указывают на возможность более высокой растворимости в них воды [28].

Значительные вариации наблюдаются и для давления воды. Оно может меняться от 0,1 до 6,1 кбар, причем отчетливо намечается прямая корреляция между давлением воды и ее концентрацией в расплаве (см. рис. 18). Для ряда объектов, например для эльджуртинского гранитного массива, Ары-Булакского массива онгонитов (Забайкалье, СССР) и др., намечается рост концентраций воды и ее давления с понижением температуры магмы. Напомним, что флюидное давление на магматической стадии значительно превышает величину давления литостатической нагрузки.

На основании рис. 16 и 18 с учетом экспериментальных данных об устойчивости слюд и состава биотитов из рудоносных гранитов ( $x = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,5-0,95$ ) можно оценить летучесть кислорода в магматогенных флюидах. Для 700–900°C,  $P = 6$  кбар,  $x = 0,95$  она колеблется около величины  $10^{-15}$  и достигает  $10^{-14}$  при  $x = 0,5$ ,  $T = 900^\circ\text{C}$  и  $P = 1$  кбар. В этих окислительно-восстановительных условиях устойчив парагенезис калиевого полевого шпата, магнетита и биотита, характерный для многих рудоносных гранитов.

## Пути образования рудоносных кислых магм

При анализе изложенного выше фактического материала и многочисленных опубликованных данных по вещественной характеристике рудоносных кислых магм возникает главный вопрос, как образовались такие магмы и как могли отделиться от них рудоносные флюиды? Для ответа на него разделим все рудоносные лейкограниты на две большие группы: 1) образовавшиеся из глубокодифференцированных магм типа онгонитовых, щелочно-гранитных, богатых бором гранитных, резко концентрирующих рудные компоненты; 2) образовавшиеся из малодифференцированных магм с близкими к кларковым содержаниям рудных элементов (олово- и вольфрамоносные лейкограниты стандартного геохимического типа, а также иногда породы гранодиорит-гранитного типа.

Экспериментальные исследования систем гранит– $H_2O$ – $HF$ , онгонит– $H_2O$ – $HF$ , альбит–ортоклаз–кварц– $H_2O$ –фтор показали, что наличие фтора в гранитоидных системах способствует следующим эффектам: 1) температура обводненного солидуса понижается до  $550$ – $575^\circ C$  при 1 кбар при понижении также температуры ликвидуса; 2) поле кристаллизации кварца расширяется вплоть до образования богатых нормативным альбитом остаточных расплавов ( $K_{0.15}Ab_{0.8}Or_{0.27}$ ); 3) из расплава кристаллизуются сосуществующие альбит, калиевый полевой шпат, литиевые слюды, топаз, флюорит; 4) расширяется по сравнению с обычным гранитом температурный интервал кристаллизации расплава до  $200$ – $500^\circ C$ ; 5) понижается вязкость расплава; 6) повышается растворимость воды.

Аналогичные эффекты в гранитных магмах вызывает высокое значение коэффициента агапитности, равнозначное добавке к магме нормативного метасиликата для щелочно-гранитных магм (с кристаллизацией щелочных амфиболов и эгирина вместо литиевых слюд и топаза), а также повышенное содержание бора.

Следовательно, магмы первой группы способны к глубокой дифференциации с фракционированием главных породообразующих минералов и, судя по природным данным [27], часто подвергаются такой дифференциации. Важным параметром кристаллизационной дифференциации магм являются коэффициенты распределения элементов между твердыми фазами и расплавом. Для онгонитов равновесные значения комбинированных коэффициентов распределения ( $K_{комб}$ ) между кристаллами и расплавами значительно меньше единицы: литий  $0,14$ – $0,28$ ; цезий  $0,30$ – $0,50$ ; бериллий  $0,08$ – $0,40$ ; фтор  $0,02$ – $0,31$ ; ниобий  $0,05$ – $0,09$ ; тантал  $0,02$ – $0,04$ ; вольфрам  $0,01$ – $0,20$ ; олово  $0,02$ – $0,20$ . В связи с этим перечисленные редкие элементы накапливаются в остаточных магмах литий-фтористых гранитов. В остаточных магмах щелочных гранитов к этим элементам добавляются редкие земли, цирконий, гафний и некоторые другие. В связи с установленным понижением эффективных значений  $K_{комб}$  при росте концентраций некоторых элементов в магмах (рис. 19) существует значительно более мощный процесс концентрации редких элементов по сравнению с процессами при  $K_{комб} = const$ . Этот процесс мы назвали прогрессирующим концентрированием, и он может играть существенную роль при образовании редкометалльных месторождений. Смысл этого процесса виден на рис. 19: фракционирование кислой магмы при  $K_{комб} < 1$

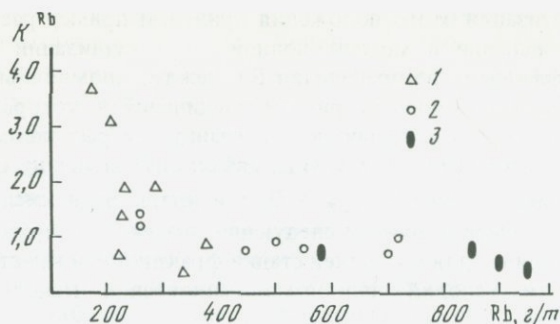


Рис. 19. Зависимость коэффициента распределения рубидия между калиевым полевым шпатом и расплавом кислых магматических пород от содержания рубидия в расплаве  
1 – комендиты; 2 – риолиты; 3 – онгориолиты

приводит к накоплению рудного элемента в остаточном расплаве, что вызывает понижение  $K_{\text{комб}}$ , а это в свою очередь должно привести к еще большему накоплению элемента в остаточной магме и т.д. с продолжением взаимного снижения  $K_{\text{комб}}$  и прогрессивным ростом концентраций элемента в магме. Отсюда концентрирование редких элементов в ходе фракционной кристаллизации кислых магматических расплавов первой группы с участием флюидов является необходимой предпосылкой формирования месторождений редких элементов в пегматитах и редкометалльных гранитах и приводит к появлению в ряде случаев (например, в онгонитах) магматических вкрапленников касситерита и вольфрамита [27].

Указанные высокие концентрации элементов обнаружены в кислых вулканитах: бертрандитовые туфы США, богатые редкими элементами; топазсодержащие риолиты и онгориолиты; цезиевые перлиты. Этот процесс является ответственным за перечисленные выше эмпирические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов: повышенные концентрации рудных элементов в породах, минералах-концентраторах; накопление элементов в поздних фазах массивов; европиевая аномалия в спектре редких земель; положительная роль фтора; избыток щелочей над алюминием (в щелочных гранитах); наличие в гранитах альбита, литиевых слюд, топаза, неоднородных структур и текстур и т.д.

По-видимому, таким путем в первую очередь могли образоваться месторождения тантала и ниобия в редкометалльных литий-фтористых гранитах, поскольку содержания этих элементов в последних выше или в крайнем случае близки к содержаниям в расплавах (онгонитах). Концентрации фтора, лития, бериллия, вольфрама и иногда олова в расплавах (онгонитах) выше, чем в их раскристаллизованных аналогах [27]. Поскольку для указанных элементов характерны низкие величины  $K_{\text{комб}}$ , значительное количество таких элементов должно переходить во флюид, отделяющийся при раскристаллизации онгонитовых магм. Вероятно, не случайно перечисленные элементы концентрируются в постмагматических грейзенах и рудных жилах, образовавшихся под воздействием флюидов и генетически связанных с редкометалльными (богатыми редкими элементами) литий-фтористыми гранитами.

Для конкретизации этого положения приведем пример расчета концентрации Sn во флюиде в момент полной закристаллизации силикатного расплава. Коэффициент распределения Sn между одномолекулярным хлоридным флюидом, содержание фтористых соединений в котором определяется равновесиями топаза, флюорита, и гранитным расплавом при  $750^{\circ}\text{C}$  и  $1500 \text{ кг/см}^2$ , имеет (по данным И.Д. Рябчикова) величину 0,05. Используя это значение, а также  $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,18$  и кларк Sn в кислых породах, равный 0,0003%, были получены следующие значения содержаний рудного элемента во флюиде: для последней стадии фракционной кристаллизации — 0,0045%, а для условий полностью равновесной кристаллизации — 0,000085%.

С использованием этих результатов, по методу И.Д. Рябчикова [82], было подсчитано, что после окончания фракционной кристаллизации среднего по размерам интрузивного массива ( $100 \text{ км}^3$ ) биотитового гранита ильменит-монацитового типа в водном флюиде будет находиться  $2,46 \cdot 10^5 \text{ т Sn}$ , а в случае равновесной кристаллизации —  $4,59 \cdot 10^3 \text{ т Sn}$ . Следовательно, фракционирование кристаллических фаз увеличивает перенос флюидом более чем на порядок. При фракционной же кристаллизации указанного объема нерудоносного гранита сфен-оритового типа выход данного рудного элемента во флюид уменьшается приблизительно на порядок, а для условий равновесной кристаллизации — более чем на два порядка.

Рудогенерирующая способность магм должна быть значительно более высокой в случае оловоносных литий-фтористых гранитов, для которых содержание Sn в исходном магматическом расплаве выше.

Используя те же расчеты, а также исходное содержание воды в онгонитовом расплаве (2%), растворимость воды в онгонитовой магме при  $700^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ бар}$  (10%), исходное содержание Sn в онгонитовой магме (0,0037%), среднее значение  $K_{\text{сп}}^{\text{Sn}}$  между флюидом и расплавом (0,05) и среднее значение  $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$  (0,2), было оценено содержание Sn во флюиде в момент окончания кристаллизации онгонитового расплава [82]. При модели равновесной кристаллизации  $C_{\text{фл}}^{\text{Sn}} = 9,4 \cdot 10^{-4}\%$ , а при модели фракционной кристаллизации  $C_{\text{фл}}^{\text{Sn}} = 0,05\%$ . Если допустить, что в породе останется только то количество олова, которое следует из равенства  $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = C_{\text{порода}}^{\text{Sn}}/C_{\text{ж}}^{\text{Sn}}$  при  $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}} = 0,2$  и  $C_{\text{ж}}^{\text{Sn}} = 0,0037$ , а остальное количество переходит во флюид, то при завершении кристаллизации насыщенной водой онгонитовой магмы ( $C_{\text{H}_2\text{O}} = 10\%$ )  $C_{\text{фл}}^{\text{Sn}} = 0,03\%$ . Аналогичная оценка содержания вольфрама во флюиде при  $K_{\text{комб}}^{\text{W}} = 0,39$  и  $C_{\text{ж}}^{\text{W}} = 0,0007\%$  приводит к величине  $C_{\text{фл}}^{\text{W}} = 0,00043\%$ . Эта величина близка к реальным валовым концентрациям W в природных минерализованных водах ( $\sim 10^{-4}\%$ ), а также к расчетным концентрациям рассматриваемого элемента в вольфрамоносных гидротермальных растворах ( $2 \cdot 10^4$ ), с которыми связано образование грейзенов [24]. Если базироваться на валовой концентрации W в магматическом флюиде, отделившемся при кристаллизации онгонитовой магмы, равной  $\sim 4 \cdot 10^{-4}\%$ , коэффициент распределения  $K_{\text{W}}$  между флюидом и расплавом онгонитов оказывается достаточно высоким и равным  $\sim 0,57$ . Следовательно, магматическая флюидная фаза

должна оказывать существенное влияние на распределение вольфрама в кислых магматических породах. Видимо, с этим связаны имеющиеся отклонения поведения элемента при становлении массивов гранитоидов от модели фракционной кристаллизации.

Низкие величины  $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$  и  $K_{\text{комб}}^{\text{W}}$  в потенциально рудоносных кислых магмах, а также существенный переход этих элементов во флюиды при кристаллизации таких магм объясняют также очень частый парагенезис вольфрамовых и оловянных минералов в месторождениях [24, 31], связанных с литий-фтористыми гранитами.

Естественно, что важнейшие физико-химические параметры магм первой группы (наиболее низкие температуры, высокие давления флюида и концентрации воды в расплавах — см. рис. 16 и 18) также отражают расматриваемые процессы глубокой дифференциации.

Завершение кристаллизации таких магм несомненно приводило к значительному повышению химического потенциала фтора, воды, повышению давления флюида, его плотности и растворяющей способности, что также способствовало интенсификации выхода редких элементов, олова и вольфрама в позднемагматические и постмагматические рудоносные флюиды. Не случайно, видимо, с литий-фтористыми гранитами связаны рудоносные флюиды. В связи с резким распределением фтора в пользу расплава по сравнению с сосуществующим флюидом последние часто оказываются низкоконцентрированными (см. поле III, рис. 17). Однако теоретически минерализованность таких флюидов зависит от содержания в магме не только фтора, но и хлора, углекислоты и других летучих компонентов. Если в остаточном расплаве относительно накапливался и хлор (или  $\text{CO}_2$ ), то в силу преимущественного распределения хлора в пользу флюида от магм первой группы могут отделяться и более концентрированные флюиды, попадающие в поля I и II (см. рис. 17). И, действительно, такие случаи имеют место (например, флюиды литий-фтористых гранитов Бага-Газрынского массива в МНР попадают в поле I).

Очевидно, выходу рудных компонентов из магмы в постмагматические флюиды способствовали и очень низкие величины  $K_{\text{комб}}$  этих компонентов между кристаллами и расплавами. В момент исчезновения расплава, судя по сравнению концентраций элементов в расплавах и образовавшихся из них пород [27], такие элементы, как бериллий, вольфрам, олово, литий, тантал и др. отделяются во флюидную фазу. Не случайно эти элементы являются характерными и для гидротермальных месторождений.

Нельзя не обратить внимания на то, что в поле I (см. рис. 17) наряду с флюидами редкометалльных месторождений широко представлены флюиды молибдена, иногда полиметаллов. Об этом уместно упомянуть, поскольку ведущие элементы молибденовых и полиметаллических месторождений относятся к халькофильному семейству, для которых характерны близость исходных магм к насыщению в отношении рудных фаз, значения многих коэффициентов распределения между кристаллами и расплавами, близкие к единице, и высокое сродство к хлору. А коэффициенты распределения для пары флюид–расплав достаточно высоки, в связи с чем процессы обогащения расплава рудными элементами в результате фракционной кристаллизации не играют решающей роли для мобилизации их водными

флюидами, а наблюдаемые величины коэффициентов распределения не могут быть использованы в качестве критериев потенциальной рудоносности конкретных магматических тел. Более важны в данном случае индикаторы химического потенциала и массы хлора в магме, в качестве которых могут быть использованы флюидные микровключения, а также анионный состав слюд, амфиболов и апатитов.

Сам факт существования флюидов из некоторых месторождений олова и вольфрама в поле *I* (см. рис. 17) свидетельствует о существовании условий, при которых геохимическое поведение олова и вольфрама оказывается близким к поведению халькофильных элементов, по крайней мере в отношении сродства к хлору. Эти условия проявляются при кристаллизации, в частности лейкогранитов второй группы ("стандартные" граниты), характеризующейся близкими к кларковым содержаниями рудных элементов. Проявлению потенциальной рудоносности гранитоидных магм второй группы, по-видимому, благоприятствовало повышенное содержание воды, также способствовавшее дифференциации магмы. Оно характерно для магм многих массивов лейкогранитов "стандартного" геохимического типа. Этому не противоречит факт наличия низких содержаний воды в магмах некоторых массивов, поскольку и в таких массивах существовали участки с богатыми водой магмами. Можно предположить, что такие участки магматических камер в первую очередь ответственны за отделение рудоносных флюидов. Понятно, что дифференциация магм стандартных лейкогранитов не была такой глубокой, как для расплавов первой группы, и не давала магматогенных рудных концентраций редких элементов.

Для обеих групп рудоносных магм отмечались избыточные давления флюидов, которые, во-первых, характеризовались повышенной растворяющей способностью рудного вещества из магм и пород и, во-вторых, перемещались в силу этого в зоны пониженного давления (в апикальные и надинтрузивные зоны массивов в первую очередь) и осаждали там рудные компоненты.

### ГЛАВА 3

## **МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ. ТИПЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ, СВЯЗАННЫХ С МЕТАМОРФИЗМОМ**

С метаморфическими породами, слагающими зональные ореолы или древние гранулитовые щиты, связаны месторождения и концентрации многих рудных элементов — железа, золота, цветных и редких металлов, урана, редких земель и др. Разнообразные рудогенерирующие процессы, происходящие на прогрессивном или ретроградном этапах развития метаморфизма, обычно объединяются собирательным термином "метаморфогенное рудообразование". Изучению и классификации этих процессов посвящена обширная литература [5, 7, 47, 66].

Петрологическое содержание термина "метаморфогенное рудообразо-

вание” трактуется по-разному и иногда — излишне широко. В ряде случаев под этой рубрикой рассматриваются контактово-реакционные и постмагматические месторождения, связанные с синметаморфическими гранитоидами (например, магнезиальные и известковые скарны абиссальной фации), редкометалльные щелочные метасоматиты зон глубинных размеров, хром—никель—кобальтовая минерализация метаморфизованных основных—ультрасосновых тел в зеленокаменных поясах архея, дометаморфические пропилиты с колчеданным оруденением и т. д. Такое расширение понятия “метаморфогенное рудообразование” за счет процессов, связанных с кристаллизацией магматических расплавов кислого и основного состава, или за счет приразломных метасоматитов с растворами глубинного происхождения, или за счет аутометасоматоза в вулканитах вряд ли целесообразно.

В данной главе описываются лишь те месторождения и концентрации рудных элементов, которые непосредственно связаны с процессами регионального и зонального метаморфизма, а также — в подавляющем большинстве случаев — с метасоматическими явлениями, сопровождающими метаморфизм на его прогрессивном и ретроградном этапах.

Таким образом, к категории метаморфогенных мы относим следующие руды и рудные концентрации: 1) первоначально возникшие за счет дометаморфических процессов (осадочных, эксгалационно-осадочных, магматических, экзогенных), но впоследствии метаморфизованные; 2) связанные с синметаморфическим метасоматозом и флюидной деятельностью на прогрессивном этапе метаморфизма (мигматиты, пегматиты); 3) связанные с гидротермальной деятельностью и метасоматозом ретроградного этапа метаморфизма.

### **ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК РУДОБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР**

Прецизионные геохимические исследования в зонально-метаморфических комплексах показывают [47, 73, 114], что при обычном метаморфизме валовый состав исходных пород практически не меняется и не происходит значимой миграции и переотложения петрогенных и рудных компонентов, за исключением золота и урана [5, 7]. Часто упоминаемые данные о миграции элементов при региональном метаморфизме, установленные на примере Байкальской горной области Б.В. Петровым и В.А. Макрыгиной [72], впоследствии, согласно дальнейшим исследованиям В.А. Макрыгиной [47], не подтвердились. Инертностью практически всех компонентов прогрессивный метаморфизм отличается от процессов мигматизации и гранитизации, при которых миграция вещества приобретает широкие масштабы [5, 7, 47, 73, 114].

Вследствие изохимического характера обычных метаморфических преобразований они не приводят ни к мобилизации, ни к переотложению рудного вещества, и поэтому прогрессивный метаморфизм как таковой не является рудообразующим фактором. Однако метаморфизм руд дометаморфического генезиса приводит к некоторому изменению минерального состава руд, а именно к замещению низкотемпературных минералов более высокотемпературными, что, как правило, сопровождается укрупнением зернистости минералов. Наилучшим примером является метамор-

физм железистых кварцитов (джеспилитов) и некоторых колчеданно-полиметаллических руд гидротермально-осадочного генезиса.

Метаморфизм железо-кремнистых формаций архея и протерозоя детально изучен в ряде регионов. Прослежены переходы от практически нематаморфизованных осадочных и терригенно-хемогенных пород, содержащих железо в форме гидроокислов и окислов, через ряд метаморфических зон вплоть до высокотемпературных фаций, где джеспилиты превращаются в эвлизиты с феррогиперстеном и фаялитом. По мере роста температуры значительная часть железа восстанавливается, так что ведущим рудным минералом метаморфизованных джеспилитов становится магнетит (иногда в псевдоморфозах по гематиту). При мигматизации и сложной складчатости часть железа может мигрировать на расстояния в первые метры или десятки метров. Таким зонам местного переотложения железа иногда придается гипертрофированное значение, вплоть до гипотез о метасоматическом генезисе пород всей железо-кремнистой формации в целом, что, несомненно, является преувеличением. В большинстве случаев седиментационная тонкая полосчатость кварцитов сохраняется в любых метаморфических фациях. Следует отметить, что с некоторыми железо-кремнистыми формациями (например, в Зимбабве) связаны промышленные стратиформные месторождения золота [107].

Другой пример прогрессивных преобразований — метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд гидротермально-осадочного или эксгальационного генезиса. На Холодненском месторождении [109], относящемся к данному типу, ни форма рудных тел, ни состав руд (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) практически не меняются с ростом температуры до амфиболитовой фации; лишь часть пирита замещается пирротинном. Некоторое переотложение руд наблюдается лишь на ретроградном, но не прогрессивном этапе метаморфизма. Такие же наблюдения имеются по месторождениям Корнейши в Канаде и Брокен-Хилл в Австралии. В рудах одного и другого месторождений происходит единственное изменение — пирротинизация пирита, хотя метаморфизм достигает (Брокен-Хилл) субгранулитовой фации. В то же время боковые и сопутствующие породы интенсивно изменены: например, первичные хлорит-кварцевые метасоматиты, образованные вместе с рудой, превращаются при метаморфизме в кордиерит-антофиллитовые породы.

Практически никаких существенных изменений не происходит при метаморфизме медно-никелевых и хромитовых руд в расслоенных основных интрузиях и коматититах зеленокаменных поясов Австралии.

Таким образом, прогрессивный метаморфизм дометаморфических рудных тел почти не отражается на их составе и структурном положении. Правда, сложная синметаморфическая складчатость иногда приводит к будинажу или расчленению ранее гомогенных рудных залежей. Но в целом, если не считать возрастания роли высокотемпературных сульфидов и частичного восстановления окислов железа, прогрессивный метаморфизм не приводит к коренным преобразованиям первичных руд.

## МЕТАСОМАТОЗ И МИГРАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ МЕТАМОРФИЗМА

Изучение поведения петрогенных и рудных компонентов в процессах мигматизации, гранитизации и в зонах интенсивной деятельности высокотемпературных флюидов в различных регионах показало, что все эти процессы имеют деструктивный характер в отношении большинства рудных элементов. Как правило, все они с разной интенсивностью выносятся из вмещающих пород [5, 7, 47, 73, 114], а их переотложение в виде рудных концентраций происходит в условиях ретроградного этапа метаморфизма, на периферии или на значительном удалении от зон мигматизации, гранитизации и высокотемпературного метаморфизма. Почти единственное исключение — поля редкометалльных и редкоземельных пегматитов, тяготеющие к высокотемпературным зонам.

Рассмотрим на конкретных примерах подвижность ряда рудных элементов в прогрессивный этап метаморфизма и гранитизации. К числу важнейших из них относятся золото и уран.

Наиболее детально поведение золота было изучено в пределах кианит-силлиманитового ореола Ленского золотоносного района. По данным В.А. Буряка [7], повышение температуры метаморфизма и проявление гранитизации и мигматизации способствуют интенсивному выносу золота из пород всех типов и его переотложению в низкотемпературных зонах на ретроградном этапе метаморфизма. Если в зеленосланцевой и в начальной половине эпидот-амфиболитовой фациях содержание Au почти постоянно, то с переходом к ставролит-кианитовой субфации и более высоким ступеням количество золота в породах уменьшается в 2–3 раза. Важно подчеркнуть, что вынос золота начинается именно с той субфации (ставролит-кианитовой), где впервые проявляются процессы гранитизации, и этот вынос усиливается в более высокотемпературных зонах при возрастании интенсивности гранитизации. Такая картина повторяется во всех зонально-метаморфических комплексах.

Эта тенденция нашла четкое экспериментальное объяснение в работе Хенли [128], который показал, что с ростом температуры и щелочности флюида растворимость Au резко возрастает. И наоборот, с падением температуры и ростом кислотности флюида растворимость золота снижается, и оно выпадает в виде или самостоятельной фазы или примеси в сульфидах.

Аналогичным является поведение урана при метаморфизме. По данным Я.Н. Белевцева [5], в породах Украинского кристаллического щита с переходом от зеленосланцевой до гранулитовой фации вынос U составляет до 60% из хемогенных и до 90% из терригенных пород. Наиболее быстрый вынос урана начинается только с амфиболитовой фации, т. е. также с момента широкого развития мигматизации и гранитизации, и достигает максимума в гранулитовой фации.

Сходные тенденции устанавливаются и для поведения остальных рудных компонентов в высокотемпературных фациях. Так, при мигматизации гранулитов шарьжальгайской серии архея Сибири [73], происходят вынос всех оснований, а также Co, Ni, Cr, V, Sc, Cu и привнос Rb, Ba, Zr и легких лантаноидов (La, Ce, Nd). Иногда с участками мигматизации сопряжены

небольшие тела Fe-Mg-Ca метасоматитов (зоны частичного переотложения выщелоченных оснований) в виде роговообманково- или пироксен-плаггиоклазовых меланократовых жил. Однако каких-либо самостоятельных рудных концентраций при этом не возникает.

При гранитизации и мигматизации в условиях амфиболитовой фации, например в кианит-силлиманитовом ореоле Патомского нагорья [7] и в других регионах, происходит вынос оснований, а также сидерофильных и родственных им элементов (Fe, Ni, Co, Ti, V, Cr, Sc, Cu, Zn) и привнос щелочей, кремнезема и литофильных элементов (W, Be, Sn, Nb, Ta, Th, Hf, Li, Rb, Cs и др.). Как правило, никаких рудных концентраций сидерофильных элементов, сопряженных с зонами их выноса, не наблюдается. Все это подтверждает широко известный специалистам по докембрию факт безрудности мигматитовых и гранито-гнейсовых полей.

Однако совершенно по-другому ведут себя редкие земли и редкометалльные элементы. Практически во всех регионах с той или иной интенсивностью наблюдается их привнос в ходе гранитизации и мигматизации [5, 47, 66, 73]. Интенсивность привноса связана со щелочностью глубинных трансмагматических флюидов и порождаемых ими расплавов — чем выше первоначальная щелочность флюидов, тем интенсивнее привнос редких земель и металлов.

По-видимому, именно с этой тенденцией связано образование в высокотемпературных зонах полей редкометалльных и редкоземельных пегматитов. Они не являются в строгом смысле этого слова метаморфогенными образованиями, поскольку для подавляющего большинства из них (в отличие от слюдоносных пегматитов) доказана их кристаллизация из расплава [76]. Однако комплементарность таких магматических пегматитов с площадным редкоземельно-редкометалльным метасоматозом не может быть случайной. На связь метасоматоза и пегматитов с гранитизацией (с притоком глубинных флюидов) указывает и тот факт, что наибольшее количество редкометалльных и редкоземельных пегматитовых полей имеет архейский или протерозойский возраст [76], т. е. они тяготеют к высокотемпературным метаморфическим и гранито-гнейсовым комплексам, преобладающим в докембри.

Условия локализации обеих групп пегматитов различны. Как показывает практика, большинство полей редкометалльных пегматитов с промышленными концентрациями бериллия, цезия, лития, ниобия, олова и тантала кристаллизуются в малоглубинных метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового типа [66, 19]. Эта эмпирическая закономерность пока не имеет однозначного объяснения. Редкометалльные пегматиты известны чаще всего в породах амфиболитовой, реже гранулитовой фаций. Они сингенетичны с гранитоидами повышенной щелочности как натриевого, так и калиевого профиля. В глубинных комплексах кианит-силлиманитового типа редкометалльные пегматиты редки и представлены главным образом мусковит-редкометалльным подтипом [66].

Редкоземельные пегматитовые поля, носители лантаноидной и иттриевой минерализации, чаще локализуются в гранулитовой фации, реже — в амфиболитовой. Они связаны с комплексами повышенных давлений и с гранитоидами повышенной щелочности [66].

Таким образом, зоны гранитизации и мигматизации, т. е. интенсивно-

го воздействия кремнещелочных трансмагматических флюидов, представляют собой область выноса оснований и большинства рудных компонентов и привноса редкоземельных и редкометалльных элементов. Поэтому поля редкоземельных и редкометалльных пегматитов — это ведущий тип оруденения в мигматитовых и гранито-гнейсовых зонах.

#### МЕТАСОМАТОЗ И МИГРАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА РЕТРОГРАДНОМ ЭТАПЕ МЕТАМОРФИЗМА

Ретроградный этап, сменяющий прогрессивный этап метаморфизма в формациях любого возраста, является наиболее продуктивным в отношении многих типов оруденения. Ретроградный метаморфизм локализуется, как правило, в зонах разломов, на участках дробления и вторичного расщепления или на периферии пегматитовых и гранито-гнейсовых полей. В узких тектонизированных зонах, в условиях падения температуры и быстрой нейтрализации щелочных и кислых растворов, создаются наиболее благоприятные условия для осаждения рудных компонентов, выщелачиваемых и выносимых из более высокотемпературных зон.

Отвечая на вопрос, что является причиной ретроградного метаморфизма и повышенной рудоносности сопровождающих его флюидов, дает изучение химизма и условий локализации ретроградных реакций.

Основное свойство ретроградного метаморфизма — его метасоматический характер, причем геохимический режим процесса меняется по мере падения температуры. Наиболее высокотемпературные ретроградные реакции в гнейсах — это фельдшпатизация (микроклинизация), а также биотитизация граната, кордиерита, ставролита. Такие ранние реакции имеют щелочную направленность и сопровождаются возрастанием содержания К и Na в породах [40].

Однако последующие среднетемпературные ретроградные процессы имеют противоположную тенденцию. Например, в тех же гнейсах и сланцах — это, прежде всего, мусковитизация полевых шпатов, биотита, ставролита, граната (иногда с образованием вторичных силикатов глинозема), а также окварцевание, турмалинизация, флюоритизация. Это типичные процессы кислотного выщелачивания, идущие с повышением относительной глиноземистости пород, с выносом части щелочей и оснований и сопровождающиеся серией кварцевых, кварц-мусковитовых, кварц-альбитовых, кварц-турмалиновых жил и прожилков.

Таким образом, по мере падения температуры происходит инверсия составов ретроградных растворов от щелочных к кислым. Нет необходимости доказывать, что и по минеральному выражению, и по характерной смене первоначального щелочного процесса последующим кислотным ретроградные реакции в гнейсах идентичны постмагматическим процессам в обычных гранитоидах. Например, при образовании слюдяных грейзенов химический тренд представляет собой переход от раннещелочной стадии метасоматоза (полевошпатовые и биотитовые метасоматиты) к кислотной (мусковитизация, окварцевание). Учитывая тесную связь метаморфизма и гранитообразования на прогрессивном этапе, указанное сходство в химизме доказывает, что такая связь сохраняется внутри каждого комплекса и на регрессивном этапе.

Генетическое единство рассматриваемых процессов подкрепляется тем хорошо известным фактом, что максимальная интенсивность среднетемпературного ретроградного метаморфизма проявлена вблизи пегматитовых и мигматитовых полей и в экзоконтактах гранитов, т. е. на участках циркуляции магматических и постмагматических растворов. Анализ парагенезисов показывает, что внутри каждого зонального ореола ретроградные процессы в боковых породах и автометасоматические процессы в сопутствующих гранитах и пегматитах полностью синхронны по времени и по минеральному выражению. Можно отметить и такой интересный факт: появление ретроградной зональности в гранатах метаморфических пород также фиксируется лишь в средне- и высокотемпературных зонах, насыщенных гранитными и кварц-полевошпатовыми инъекциями, и совершенно не характерна для более низкотемпературных метаморфических зон, где такие инъекции отсутствуют.

Все это доказывает, что причина ретроградного метаморфизма — площадь циркуляции постмагматических растворов, отделяющихся от синметаморфических гранитоидов в их жильном или массивном выражении. Не случайно, что именно при ретроградном метаморфизме фиксируется сильный привнос летучих, характерных для флюидной фазы гранитов, связанных с данным метаморфическим комплексом. Поэтому для ретроградного, но не прогрессивного этапа характерны наряду с мусковитизацией также и региональная турмалинизация (привнос В), флюоритизация (привнос F), скаполитизация (привнос Cl и SO<sub>4</sub>), карбонатизация (привнос CO<sub>2</sub>).

Генетическое родство ретроградно-метаморфических процессов с постмагматическими процессами в гранитах, сопровождающих метаморфизм, обуславливает высокую рудную продуктивность ретроградного этапа. По существу, ретроградный метаморфизм с его богатым жильным комплексом — это глубинный аналог экзо- и эндоконтактового автометасоматоза в гранитоидах малых глубин. Только в метаморфических комплексах эти явления растянуты на всю площадь зонального ореола, а в малоглубинных срезах коры локализуются на ограниченных участках — в непосредственной близости к гранитным телам, в роговиках или апикальных частях интрузивных массивов.

Известным типом метаморфогенного оруденения ретроградного этапа является золоторудная минерализация. В зонально-метаморфических ореолах золотое оруденение прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного типа [7] приурочено только к хлорит-серицитовой или биотитовой зоне. В них золото концентрируется или в сульфидных, кварц-сульфидных, анкеритовых, сидеритовых и кварц-карбонатных прожилках и сегрегациях, связанных с региональным низкотемпературным метасоматозом, или в крупных кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-сульфидных и кварц-эпидотовых жилах. Описанию минералогии и разновидностей метаморфогенного золотого оруденения посвящена большая литература, и мы не будем затрагивать этот вопрос.

Для интерпретации генезиса месторождений этого типа важны два хорошо установленных факта. Во-первых, обогащение золотом пород низкотемпературных фаций сопряжено в каждом ореоле с выносом золота из более высокотемпературных зон и участков гранитизации. Во-вторых,

метаморфогенные рудопроявления с переотложенным золотом характерны только для тех геологических формаций, в которых изначально присутствовали стратиформные концентрации золота или наблюдалось его повышенное содержание в метаморфизованных основных и ультраосновных породах. Следовательно, в модели метаморфогенного золотого оруденения основными предпосылками являются: 1) выщелачивание золота из высокотемпературных или гранитизированных пород и перенос и осаждение его растворами, при температуре 300–400 °С, в низкотемпературных зонах; 2) исходный повышенный фон содержания золота в первичных породах, являющихся источником золота. При отсутствии такого повышенного фона шансы на образование метаморфогенных рудоконцентраций невелики. Это хорошо подтверждается на примере двух известных золотоносных районов — Ленского в СССР [7] и зеленокаменного архейского пояса Зимбабве в Африке [107]. И в том и в другом случае жильные и метаморфогенные рудопроявления чередуются с первичными стратиформными или сингенетичными концентрациями золота или в осадочных породах (Ленский район), или в хемогенных железистых кварцитах (Зимбабве).

Сходная ситуация имеет место и для метаморфогенных концентраций урана [5]. Выщелачивание урана из пород высокотемпературных фаций сопровождается переотложением в низкотемпературных зонах диафореза и милонитизации.

Следующим типом месторождений, связанных с ретроградным этапом регионального метаморфизма, являются сульфидные, преимущественно пирротин-пиритовые рудопроявления. Они известны в ореолах андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового типов глубинности. Их общей чертой является то, что они образуются в зонах средне- или низкотемпературного кислотного выщелачивания на ретроградном этапе метаморфизма в условиях повышенной активности серы в растворах. При этом, как и в колчеданных месторождениях, связанных с пропилитами и вторичными кварцитами, выщелачиваемое железо концентрированно осаждается вблизи зон выщелачивания в виде сульфидов железа.

К наиболее известным месторождениям этого типа относятся докембрийские колчеданные месторождения Финляндии и Швеции. В средне-температурных лептинитах, в зонах интенсивного ретроградного кислотного выщелачивания (окварцевание, мусковитизация), происходившего при высокой активности серы, наблюдаются вынос и переотложение железо-магнезиальных компонентов [40]. Железо в виде пирита и пирротина формирует метасоматические рудные тела. С ними сопряжены участки интенсивного переотложения Mg в виде биотитовых, куммингтонит-антофиллитовых, кордиеритовых жил. Такие магнезиальные метасоматиты ("скёл") с колчеданным оруденением широко распространены не только в Скандинавии и на Кольском полуострове, но и в некоторых метаморфических комплексах Сибири и Алтая.

Сходные сульфидные рудопроявления известны также в глубинных ореолах кианит-силлиманитового типа. В Северной Карелии, на участках ретроградного метаморфизма амфиболитов, углистых сланцев и метапелитов тикшеозерской серии, с зонами кислотного выщелачивания ассоциируют зоны переотложения железа и магния, в частности метасоматические

пирротиновые руды [55]. Они находятся в тесной связи с роговообманково-куммингтонит-гранатовыми магнезиальными метасоматитами. В пирротиновых телах наблюдаются и дальнейшие ретроградные реакции — например, замещение пирротина пиритом по мере продолжающегося снижения температуры.

Следовательно, высокая активность серы на стадии среднетемпературного ретроградного кислотного выщелачивания может приводить к тому, что значительная часть выщелоченного железа фиксируется в виде рассеянной или концентрированной колчеданной минерализации.

С диафторитами наиболее низкотемпературной хлорит-серицитовой ступени ретроградного метаморфизма также нередко связана пиритовая и иногда золотая минерализация. Например, к диафторитам и blastomилонитам Станового глубинного разлома (Восточная Сибирь) приурочены сериит кварц-пиритовых жил, в которых пирит содержит повышенное количество золота [41].

Таким образом, ретроградный этап метаморфизма, который стимулируется циркуляцией постмагматических флюидов, является наиболее продуктивным в отношении рудогенеза. В ретроградную стадию происходит осаждение рудных элементов, выщелачиваемых либо на предшествующем этапе прогрессивного метаморфизма и гранитизации (золото, уран), либо в кислотную стадию самого ретроградного этапа (колчеданные руды).

Подводя итоги краткому рассмотрению связи метаморфизма и рудогенеза, можно констатировать, что метаморфизм как таковой не является активным агентом рудообразования. Важнейшую роль здесь играют только метасоматические процессы, сопровождающие метаморфизм, которые так или иначе связаны либо с синметаморфическими гранитоидами, либо с трансмагматическими флюидами, которые порождают эти граниты или поля пегматитов.

Прогрессивный метаморфизм в силу инертности практически всех компонентов не приводит к переотложению или накоплению рудного вещества, тогда как дометаморфические рудные тела претерпевают перекристаллизацию с замещением низкотемпературных фаз более высокотемпературными.

Кремнeshелочной метасоматоз прогрессивного этапа метаморфизма (гранитизация, мигматизация, пегматитизация) способствует дебазификации пород и выносу (разубоживанию) большинства сидерофильных рудных элементов, золота и урана. Но одновременно происходит принос редких земель и металлов и образуются поля редкометальных и редкоземельных пегматитов, которые можно считать главным типом оруденения данного этапа.

И только на ретроградном этапе метаморфизма, в широком интервале падающих температур и при большом диапазоне кислотности—щелочности растворов, фиксируется интенсивное образование различных рудных месторождений метаморфогенного типа. Это золоторудные, урановые, колчеданные месторождения; из нерудных месторождений на этой же стадии возникают все промышленные концентрации мусковита, флогопита, гранулированного кварца, силикатов глинозема и ряда других минералов.

Таким образом, источники рудного вещества на разных стадиях мета-

морфического цикла различны. Минерализация прогрессивного этапа имеет преимущественно эндогенный характер (редкометалльные и редкоземельные пегматиты). В то же время большая часть рудных месторождений ретроградного этапа связана с выщелачиванием и переотложением металлов из метаморфических пород (золото, уран), особенно если первоначальное содержание металлов в породах превышает кларковое. Это относится и к железу из пирит-пирротиновых месторождений зон глубинного кислотного выщелачивания.

#### ГЛАВА 4

### МОБИЛИЗАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА МАНТИЙНЫМИ И КОРОВЫМИ ФЛЮИДАМИ

Анализ термодинамических параметров, характеризующих источники рудного вещества и растворов в условиях различной глубинности и разных геодинамических обстановок, позволяет выявить виды мобилизующих и транспортирующих подвижных сред (водные растворы или расплавы), которые могут использоваться в качестве индикаторов типов источников. Так, для мантийных источников мобилизация полезных компонентов происходит практически исключительно в форме расплавов (силикатных и сульфидных), но наряду с этим важную роль могут играть процессы перераспределения вещества внутри мантии с участием сильно сжатой газовой фазы.

Для коровых и смешанных мантийно-коровых источников мобилизация рудных компонентов целиком определяется взаимодействием флюида с магмой или водных растворов с твердой породой. При этом водные фазы могут быть как магматического, так и внемагматического происхождения, но физико-химическая сущность их взаимодействия с силикатной матрицей, содержащей примеси рудных металлов, остается неизменной.

#### МАГМАТИЧЕСКАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ХОДЕ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Руды, имеющие бесспорно мантийный источник, без исключения относятся к классу магматических месторождений (хромиты, медно-никелевые сульфидные руды, титано-магнетиты, платиновые металлы, апатитовые и редкометалльные месторождения щелочных магм). Отсюда вытекает, что главной формой транспортировки рудных компонентов из мантии в верхние горизонты земной коры являются магмы подкорового происхождения, а мобилизация рудного вещества происходит при частичном плавлении мантийного материала.

В большинстве случаев, по-видимому, мобилизация рудных компонентов в ходе мантийного маглообразования определяется коэффициентами распределения между силикатным расплавом и остаточными кристаллическими минералами, от которых зависит оптимальный переход компонентов в силикатную жидкость, но не исключено также, что халькофильные

металлы в определенных условиях выносятся магмой в виде капелек несмешивающейся жидкости. Последняя ситуация, вероятнее всего, реализуется при формировании медно-никелевых залежей, приуроченных к подошвам коматиитовых потоков архейского возраста. Поскольку плотность сульфидных расплавов значительно выше плотности ультраосновных силикатных магм, гравитационные силы должны стремиться отсадить расплавленные сульфиды еще на уровне зоны магмообразования. Наблюдаемое поступление эмульсии сульфидной жидкости к поверхности Земли свидетельствует о турбулентном режиме потока коматиитового расплава, делающем возможной данную форму мобилизации халькофильных металлов.

Поведение рудных металлов в процессе мантийного магмообразования контролируется в первую очередь степенью плавления пород. Например, для хрома, характеризующегося очень высокими значениями коэффициента распределения между моноклинным пироксеном и расплавом, благоприятны большие степени плавления, когда весь моноклинный пироксен мантийного лерцолита оказывается израсходованным. Мантийный резервуар современных океанических толеитов, потерявший часть легкоплавких компонентов в ходе предыдущих эпизодов магмообразования и, следовательно, характеризующийся меньшими количествами пироксена, чем примитивная мантия, может генерировать потенциально хромитоносные магмы при более низких степенях плавления.

Титан, коэффициенты распределения которого между минералами и магмой заметно меньше 1, мобилизуется в силикатный расплав более интенсивно при низких степенях плавления.

Коматиитовые магмы, с которыми связаны архейские медно-никелевые залежи, отвечают весьма высоким степеням плавления мантийного лерцолита (порядка 50%). Учитывая высокую растворимость сульфидов в высокомагнезиальных силикатных расплавах, можно рассчитать, что для присутствия отдельного сульфидного расплава в зонах генерации коматиитовых магм валовые концентрации серы в мантийном веществе должны были превышать 0,1 мас.%. Это заметно выше кларка серы в современной субокеанической мантии (0,035% [144]). Сопоставление приведенных данных заставляет нас либо допустить уход огромных количеств серы из мантии (свыше 60%) в послеперархейские эпохи, что не подтверждается результатами геохимических исследований, либо предполагать концентрирование сульфидов в верхних частях мантии, которые могут быть ассимилированы поднимающейся коматиитовой магмой.

Месторождения, связанные со щелочными мантийными расплавами, также носят магматический характер [37], но источником первичных щелочно-базальтовых магм служат участки мантии, обогащенной рядом петрогенных (K, Ca, Na), летучих ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , F) и примесных (Nb, Zr и др.) элементов, что, вероятнее всего, связано с перераспределением вещества циркулирующими в мантии флюидами. Вопросы перераспределения редкометаллических компонентов, серы и халькофильных металлов в подкоровых зонах в ходе процессов флюидного массопереноса рассмотрены в следующем разделе этой главы.

## РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ В ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ ПЕТРОГЕННЫХ И РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОДКОРОВЫХ ЗОНАХ

Важная роль флюидов в процессах корового рудообразования общеизвестна. В связи с этим невольно возникает вопрос о возможности продолжения гидротермальной деятельности в более глубокие зоны Земли, о вероятности соединения коровых и мантийных гидротермальных систем, т. е. поступления флюидов мантийного происхождения в верхние оболочки нашей планеты и формирования с их участием месторождений полезных ископаемых. Для ответа на эти вопросы, а также для установления масштабов перераспределения рудных компонентов флюидами, циркулирующими в пределах верхней мантии, необходимо иметь информацию о средних содержаниях летучих компонентов в мантийном веществе, об устойчивости флюидов в различных участках подкорового пространства, о химизме флюидов, равновесных с мантийными минералами, контролирующем их способность транспортировать рудные металлы.

Содержание летучих компонентов в мантийных породах. В пределах верхней мантии летучие компоненты могут входить в состав кристаллических минералов, магматических расплавов или во флюид. Как уже указывалось, восходящие потоки мантийных флюидов являются одной из форм глобальной дегазации нашей планеты. Возможность нахождения флюидной фазы в подкоровых зонах Земли и участие летучих компонентов в мантийных процессах доказываются рядом фактов: 1) наличием флюидных микровключений в минералах шпинелевых лерцолитов, сформировавшихся в самых верхних мантийных горизонтах; 2) присутствием в мантийных породах минералов, содержащих летучие компоненты (амфибол, флогопит, апатит, карбонат); 3) присутствием в мантийных перидотитах нескольких генераций ряда минералов (ильменит, рутил, флогопит, шпинель), нередко различающихся степенью окисления железа; 4) резкими вариациями содержаний в мантийных породах и базальтах индикаторных редких элементов, труднообъяснимыми действием процессов частичного плавления; 5) нередко наблюдаемым обогащением межзернового пространства мантийных перидотитов примесными элементами (в частности, редкими землями), легкорастворимыми в сильно сжатых водно-углекислых флюидах.

Резкая неравномерность распределения летучих компонентов в мантийных породах, выражающаяся в спорадическом присутствии отдельных зерен или прожилков минералов, содержащих воду или двуокись углерода, в ксенолитах мантийного вещества, выносимых щелочными базальтами или кимберлитами, а также измененность этих ксенолитов вторичными процессами не позволяют получить сколько-нибудь надежных оценок содержаний летучих в мантии на основе химических анализов мантийных нодулей. Гораздо более надежную информацию дают свежие вулканические стекла, получаемые в результате закалки мантийных магм, изливающихся на океаническое дно, и расплавные микровключения в фенокристах из магматических пород мантийного генезиса.

Изучение образцов стекол абиссальных толеитовых базальтов, полученных в результате глубоководного бурения в различных регионах мирового океана, обнаружило значимую корреляцию между содержаниями

в них воды, а также калия, фосфора и других несовместимых (т. е. целиком переходящих в процессе магмообразования в расплав) элементов. Среднее значение отношений  $H_2O/K_2O$  в наиболее примитивных (наиболее магнезиальных) вулканических стеклах, принадлежащих к серии базальтов срединных океанических хребтов, составляет 1,23. Учитывая, что концентрация  $K_2O$  в примитивной мантии Земли оценивается в 0,028% [144], для содержания воды получаем 0,034%. В деплетированной мантии (т. е. потерявшей некоторую долю расплава в ходе эпизодов мантийного магмообразования, протекавших в прошлые геологические эпохи) содержание воды будет несколько ниже.

Хэррис, выполнивший определение летучих компонентов в индивидуальных расплавленных микровключениях, захваченных вкрапленниками оливина из гавайских толеитовых базальтов, установил, что отношение  $CO_2/H_2O$  в них близко к 0,1. Отсюда можно найти, что содержание соединений углерода в примитивной мантии в пересчете на  $CO_2$  составляет 0,003%.

Динамика процессов дегазации Земли. Большинство исследователей полагают, что первичная (возникшая одновременно с аккрецией) атмосфера Земли была ею потеряна. Более того, диссипация наиболее легких газов (водород, гелий) происходит и в настоящее время. Запасы других летучих и в атмосфере, и в гидросфере, и в земной коре отвечают их массам, выделившимся из недр Земли в течение геологической истории.

Изучение изотопии инертных газов показывает, что процесс перехода летучих компонентов из мантии в верхние оболочки Земли происходил неравномерно. Так, установленные Стодаше и Аллегром различия в изотопном составе ксенона в атмосфере и базальтах срединных океанических хребтов показывают, что значительная доля этого газа перешла из недр Земли к ее поверхности в течение первых миллионов лет существования нашей планеты. Это вытекает из короткого периода полураспада  $^{129}I$  (17 млн лет; в настоящее время полностью распался), за счет которого получается изотоп  $^{129}Xe$  (другой изотоп  $^{130}Xe$  является первозданным). С другой стороны, изотопная геохимия гелия свидетельствует, что полной потери летучих из мантии не произошло и процесс дегазации продолжается до сих пор. Это следует из обогащенности гелия в породах мантийного генезиса нерадиогенным изотопом  $^3He$  по сравнению с атмосферой. Были получены оценки современного потока  $^3He$  из мантии в атмосферу, который сравним с утечкой этого компонента из атмосферы в космическое пространство.

Данные по изотопии аргона и неона также дают определенную информацию об изменении темпа дегазации в течение геологического времени. Использование наиболее надежных значений отношений концентраций инертных газов в породах мантийного генезиса позволяет оценить их современные мантийные потоки путем нормализации по отношению к  $^3He$ . Усредненные величины потоков нерадиогенных  $^{20}Ne$  и  $^{36}Ar$  в течение геологического времени получаются в результате деления общих масс соответствующих компонентов в атмосфере на возраст Земли. Имеющиеся оценки показывают, что современный поток  $Ne$  и  $Ar$  составляет приблизительно 13% от усредненной величины. Если такие же соотношения современных и усредненных потоков верны и для других летучих компонентов

то массы их в верхних оболочках Земли могут быть использованы для оценок мантийных содержаний.

Так, общие запасы углерода в земной коре составляют  $9 \cdot 10^{22}$  г, откуда средний ежегодный поток (в пересчете на  $\text{CO}_2$ ) равен  $7,3 \cdot 10^{13}$  г/год, а современный поток, рассчитываемый как 13% от этой величины, равен  $9,5 \cdot 10^{12}$  г/год. Полагая, что преобладающая часть соединения углерода выносится в настоящее время базальтовыми магмами, и оценивая суммарную массу базальтовых извержений как  $6,8 \cdot 10^{16}$  г/год, рассчитываем концентрацию  $\text{CO}_2$  в базальте — 0,014%. Допуская далее, что базальт отвечает 15%-ной выплавке из мантийного перидотита, для содержаний углерода в пересчете на  $\text{CO}_2$  в последнем находим 0,002%. Эта величина неплохо согласуется с приведенной выше оценкой, учитывающей анализы вулканических стёкол и расплавных микровключений (0,003%  $\text{CO}_2$ ). Аналогичные оценки возможны и для других летучих компонентов. Например, для азота, масса которого в атмосфере и земной коре приблизительно на порядок ниже массы углерода, получаем концентрацию в мантии порядка  $10^{-4}\%$ . Используя для воды общую массу ее в гидросфере и земной коре ( $2,2 \times 10^{24}$  г), по данным Дж. Калпа, получаем оценку содержания в мантии 0,014%. Несмотря на то что эта оценка несколько ниже значения, указанного в предыдущем разделе, порядок величин не нарушается. Удовлетворительная согласованность оценок содержаний летучих компонентов в мантии, основанных на информации о составе базальтовых стёкол и анализе динамики дегазации, позволяет более уверенно судить о масштабах процессов с участием мантийных флюидов.

Устойчивость и состояние окисления флюидных фаз в верхней мантии. Оценки содержаний летучих компонентов в мантийном веществе позволяют судить о максимально возможных количествах мантийных флюидов. Дальнейшие ограничения на долю флюидов в мантии, да и на саму возможность существования газовой фазы в подкоровых областях накладывают реакции амфиболитизации, флогопитизации, карбонатизации, графитизации и частичного плавления, протекающие вследствие взаимодействия летучих компонентов с мантийным веществом. В первом приближении устойчивость и состав мантийных флюидов можно установить путем сопоставления полей фазовых равновесий системы лерцолит— $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$  со стационарными геотермами. Пологая геотерма континентальных областей в пределах самых верхних подкоровых горизонтов попадает в поле устойчивости доломита и амфибола. В условиях резкого избытка силикатных компонентов относительно летучих, характерного, как было показано выше, для мантии, и вода и двуокись углерода фиксируются твердыми фазами, вследствие чего флюид не может существовать. При переходе к большим глубинам амфибол, будучи малоплотной фазой, становится неустойчивым. Флогопит продолжает быть стабильным, но средние отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$  в мантии слишком низки, чтобы связать всю воду в форме слюд. Здесь могут существовать флюиды, резко обогащенные водой, так как двуокись углерода продолжает оставаться связанной в карбонатной форме (в виде магнезита).

Вдоль более крутых геотерм в самой верхней части мантии устойчив амфибол, но нестабильны карбонаты, и могут возникать существенно углекислые флюиды. На больших глубинах в этом случае устойчив смешанный

водно-углекислый флюид, а затем его существование лимитируется частичным плавлением мантийного вещества.

Таким образом, соотношения летучих компонентов во флюиде варьируют в зависимости от глубины и величины геотермического градиента, и не менее важна при этом роль окислительно-восстановительного потенциала в верхней мантии.

Для оценок летучести кислорода, характеризующей мантийные минеральные равновесия, использовался целый ряд методов: метод термодинамического анализа сосуществующих минералов мантийных нодулей, изучения степени окисленности первичных магм и рассмотрения химических реакций с участием соединений углерода и других летучих компонентов. Вычисление значений активности магнетитового минала в мантийных шпинелях позволило рассчитать величины парциального кислородного давления, которые оказались близки к экспериментальному буферу кварц-фаялит-магнетит [84]. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изучения степени окисленности базальтовых магм, а также с устойчивостью свободной двуокиси углерода в самых верхах мантии, как об этом свидетельствует изучение флюидных микровключений в шпинелевых лерцолитах. Эти данные, однако, позволяют охарактеризовать летучесть кислорода лишь для относительно малоглубинных подкоровых горизонтов (40–100 км). Экстраполяция оцененных величин в область более высоких давлений на основе рассмотрения окислительно-восстановительной реакции между андрадитовым миналом граната, а также фаялитовым, ферросилитовым и геденбергитовым компонентами, входящими в оливин и пироксены, показывает, что с ростом глубины, даже в случае изохимической мантии (т. е. при постоянстве отношений  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ), происходит отклонение от буфера кварц-фаялит-магнетит в сторону более низких значений кислородного потенциала, и вблизи границы полей стабильности графита и алмаза летучесть кислорода будет близка к буферу энстатит-магнезит-оливин-алмаз. Этим, в частности, объясняется сочетание алмазоносности кимберлитов с высоким содержанием в них ювенильных карбонатов.

Таким образом, наша модель, рассматривающаяся в качестве фактора, контролирующего летучесть кислорода, отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в мантийных минералах, согласуется с информацией о состоянии окисления углерода на различных глубинах. Представления о том, что соотношения окисленных и элементарных форм углерода в мантийных породах и магмах определяют другие окислительно-восстановительные равновесия в подкоровых зонах, вряд ли можно считать оправданными из-за низких средних содержаний углерода в мантии.

Расчеты состава флюида и форм фиксации углерода в окислительно-восстановительной обстановке, описываемой предложенной нами барической зависимости летучести кислорода, показывают, что вдоль континентальной геотермы флюид, как уже указывалось выше, нестабилен в связи с протеканием реакций амфиболитизации и доломитизации, а появляющиеся на больших глубинах существенно водные флюиды сосуществуют сначала с магнетитсодержащим лерцолитом, затем с алмазсодержащей мантией, а в самых глубоких литосферных горизонтах могут появиться и флюиды с заметными содержаниями метана, что приведет к резорбции алмазов в случае средне-мантийных соотношений между содержаниями углерода и воды.

Особенности химизма водной фазы, равновесной с мантийными минералами. Учитывая стабильность водной фазы на протяжении значительного интервала глубин в пределах субконтинентальной литосферы, мы провели систематическое экспериментальное изучение состава водных растворов, равновесных при высоких температурах и давлениях свыше 10 кбар с мантийными минералами. Полученные данные позволили выявить основные закономерности, контролирующие направленность процессов мантийного метасоматизма.

Было установлено, что растворимости различных окислов и силикатов резко различаются между собой. Так, в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  (упрощенный гарцбургит-вода) растворимость форстерита остается низкой вплоть до весьма высоких температур и давлений. В то же время в равновесии с форстеритом и энстатитом водные флюиды могут растворять большие количества нелетучих окислов (главным образом кремнезема), концентрации которых растут с увеличением как температуры, так и давления и достигают при 30 кбар и  $1100^\circ C$  35% [83]. Эта система характеризуется инконгруэнтным растворением энстатита (при взаимодействии его с водой появляются форстерит и флюид с высоким отношением кремния к магнию), аналогично тому как при более высоких температурах в присутствии воды имеет место инконгруэнтное плавление энстатита.

Растворимость флогопита в воде также носит инконгруэнтный характер, выражающийся в появлении кристаллического форстерита и в высоких отношениях калия к магнию во флюиде. В целом растворимость силикатов в разрезе флогопит-форстерит-вода выше, чем растворимость гарцбургита, и достигает 30 кбар и  $1100^\circ C$  50%, т. е. имеет место тенденция к постепенному переходу водного флюида в водно-силикатный расплав. Как и в предыдущем случае, растворимость флогопита увеличивается с ростом температуры и давления [83].

Иная тенденция проявляется при растворении в воде щелочных пироксенов — жадеита и омфацитового твердого раствора. Растворимость этих фаз весьма высока, она растет с увеличением температуры и падает с ростом давления [83, 84]. Последнее обстоятельство связано с высокой плотностью кристаллического жадеита, приводящей к заметному увеличению его устойчивости при увеличении давления. В противоположность жадеиту менее плотные алюмосиликаты натрия (альбит, нефелин) характеризуются привычным возрастанием растворимости в воде с увеличением давления. Отсюда следует, что в изохимических водно-силикатных системах должны наблюдаться максимумы концентраций натрия во флюиде при давлениях, отвечающих переходу этого металла из полевошпатовой в пироксеновую фазу [83, 84].

Важно отметить, что для растворимости алюминия в системах с щелочными пироксенами наблюдается еще более резкий максимум, чем для натрия. В системе  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  это выражается в конгруэнтном растворении жадеита в воде при 20 кбар и в инконгруэнтном при 30 кбар и более высоких давлениях [83]. Инконгруэнтность в данном случае состоит в том, что взаимодействие жадеита с водой при 30 кбар и  $600^\circ C$  приводит к формированию диаспора ( $NaAlO_2$ ) и водного флюида с отношением  $Na/Al$  больше 1 (агпаитовый твердый остаток). При растворении в воде более сложных пироксенов, принадлежащих к разрезу жадеит—

диопсид, также получаются флюиды с агпаитовым твердым остатком, существующие с клинопироксенами, содержащими заметные количества чермакитового компонента. При этом с ростом давления наблюдается рост агпаитового характера флюидной фазы.

Флюидный массоперенос и перераспределение в мантии петрогенных и рудных компонентов. Приведенный выше обзор экспериментального материала по равновесиям мантийных минералов с водными флюидами показывает, что растворимость различных силикатов и окислов весьма заметно варьирует. Низкая растворимость, например, отмечается для форстерита и корунда, а самая высокая концентрация отмечается во флюидах, взаимодействующих с мантийными минералами, характерна для кремнезема (контролируется равновесием с оливином и ортопироксеном), алюмосиликатов и силикатов щелочей (их содержания определяются присутствием в мантии омфациита и флогопита). Резкие вариации растворимостей различных компонентов обеспечивают глубокую химическую дифференциацию вещества в ходе процессов флюидного массопереноса.

Суммарные растворимости силикатных компонентов во флюиде, взаимодействующем с перидотитом на глубинах порядка 100 км, могут достигать 50 мас.%, т. е. алюмосиликаты при таких параметрах начинают вести себя как легкорастворимые соли в комнатных условиях. Это показывает, что при наличии в мантии водных флюидов перераспределение вещества может достичь существенных масштабов.

Экспериментальный материал, приведенный в предыдущем разделе, свидетельствует о том, что на определенных глубинах может происходить интенсивная фиксация некоторых компонентов из восходящих флюидов. Это вытекает из существования максимумов на барических зависимостях концентраций ряда компонентов во флюиде, сосуществующем с изохимической минеральной ассоциацией и установленного нами на примере изучения растворимостей алюмосиликатов натрия в воде. Эти максимумы расположены при давлениях, обеспечивающих переход соответствующих компонентов из малоплотных твердых фаз в более плотноупакованные кристаллические структуры. Участки мантии, температуры и давления которых отвечают подобным максимумам, должны быть наиболее благоприятными для выделения соответствующих компонентов из флюидов, поступающих из более глубинных горизонтов. Оценка давлений, при которых происходит переход щелочей из менее плотных кристаллических фаз (полевые шпаты, амфиболы, слюды) в более плотные (жадеитовый минал и калиевый аналог жадеитового компонента, входящие в клинопироксены), показывает, что в самых верхах мантии можно ожидать присутствия метасоматизированных пород с повышенными содержаниями натрия, а калий должен концентрироваться на больших глубинах (150–200 км). Последующее вовлечение подобных участков аномальной мантии в процессы магнеообразования может привести в зависимости от глубинности к формированию либо богатых натрием, либо высококалиевых силикатных расплавов. Это заключение согласуется с большей глубинностью калиевых щелочных базальтов, чем натриевых, и, кроме того, подтверждается повышенной калиевостью кимберлитов и открытием в Западной Австралии высококалиевых алмазносных пород (лампроитов).

Дополнительным критерием глубинности богатых калием магматических пород является обнаружение в них высоких содержаний связанного азота. Кроме того, азот (по всей вероятности, в форме аммония) был найден в стекле расплавленного микровключения в фенокристе ортопироксена из австралийского лампроита. Аммоний является близким кристаллохимическим аналогом К, и концентрированная фиксация того и другого элемента кристаллическими фазами из восходящих флюидов может происходить на одних и тех же глубинах. Важно также отметить, что рассмотрение окислительно-восстановительных равновесий, характерных для верхней мантии, доказывает устойчивость аммония лишь при больших давлениях, близких к границе фазовых полей графита и алмаза.

Присутствие в водных флюидах, равновесных с мантийными перидотитами, простых силикатов щелочей и усиление щелочного характера подобных флюидов с ростом глубинности также имеют важные петрогенетические следствия. Это, прежде всего, приводит к подвижности в ходе процессов мантийного метасоматизма титана, относимого к числу наиболее инертных компонентов в коровых гидротермальных процессах, а также к мобильности ряда редкометалльных компонентов, обладающих амфотерными свойствами (Nb, Ta, Zr и др.). Перенос титана в процессах мантийного метасоматизма подтверждается наложенным характером ильменитовой и рутиловой минерализации, отмечаемым многими исследователями, изучавшими нодули мантийного вещества, присутствием в мантийных ксенолитах высокотитанистого флогопита, а также существенными вариациями содержаний титана в первичных мантийных магмах, которые невозможно объяснить в рамках простых моделей частичного плавления и фракционной кристаллизации [84]. Повышенная подвижность ниобия и ряда других примесных компонентов подтверждается обогащенностью ими кимберлитов, которые во многих случаях имеют источником метасоматизированную мантию.

Щелочной характер мантийных флюидов и смещение равновесий в сторону снижения их коэффициента активности при уменьшении давления будут способствовать протеканию реакций, приводящих к израсходованию высокоглиноземистых фаз. В частности, в глубинных зонах литосферы должны быть достаточно типичны реакции флогопитизации граната, которые могут быть схематически описаны следующим образом:

$$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}^{Ja} + 3\text{MgSiO}_3^{OpX} + \text{K}_2\text{O}^{Fl} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})^{Phl}.$$

Поэтому можно предположить, что в интенсивно метасоматизированных глубинных участках мантии количество граната будет снижаться вплоть до полного исчезновения. Действительно, экспериментальные данные [86] показывают, что расплав, отвечающий по составу одной из разновидностей первичных высококалийевых магм — биотитовому мафуриту, может при достаточно высоких содержаниях двуокиси углерода находиться в равновесии с лерцолитовой минеральной ассоциацией (оливин, ортопироксен, клинопироксен), но гранат среди ликвидусных фаз отсутствует вплоть до давлений порядка 30 кбар. Кроме того, данный вывод подтверждается практически полным отсутствием пиропового граната в алмазоносных лампроитах, в то время как в кимберлитах, генерируемых, вероятно, из менее измененного мантийного субстрата, гранат является обычным минералом.

Состав алмазоносных лампроитов, по-видимому, вообще отражает особенности химизма крайней степени проявления мантийного метасоматизма. В этом плане присутствие в лампроитах ряда экзотических калиевых агпаитовых минералов (вадеит, прайдерит и др.) согласуется с экспериментальным изучением равновесий с участием мантийных флюидов, свидетельствующем об их высокощелочном характере, о подвижности в них высокозарядных катионов (Ti, Zr и др.) и о ведущей роли фиксации калия в пределах нижних литосферных горизонтов.

Итак, имеющийся экспериментальный материал по составам флюидов, равновесных с мантийными минералами, позволяет прийти к выводу, что процессы дегазации глубин Земли, идущие непрерывно на протяжении всей геологической истории, должны сопровождаться формированием геохимических аномалий в мантии. Участие метасоматически измененного мантийного субстрата в процессах магнообразования объясняет возникновение первичных магм, которые невозможно получить при частичном плавлении примитивных мантийных лерцолитов (высококалиевые магмы, расплавы с повышенным содержанием титана и т.д.).

Не исключено также, что многие металлогенические характеристики мантийных магм также зависят от перераспределения компонентов в мантии с участием флюидов. В частности, щелочной характер мантийных флюидов должен обеспечить высокую растворимость в них сульфидов халькофильных металлов в форме гидросульфидных комплексов. Фиксация сульфидов из восходящих флюидов, по-видимому, наиболее вероятна в верхних подкоровых горизонтах в связи со снижением щелочности и сменой существенно водных флюидов углекислыми. Возможно, что последующее взаимодействие богатых сульфидами участков с магматическими расплавами определяет потенциальную способность последних формировать магматические сульфидные руды после внедрения их в верхние горизонты земной коры. Весьма вероятно, что высокие содержания ниобия, циркония и ряда других редких металлов в щелочных магмах и, как следствие, приуроченность к ним месторождений этих элементов отражают особенности химизма аномальной мантии, связанные с подвижностью в мантийных флюидах высокозарядных катионов.

М а с ш т а б ы в з а и м о д е й с т в и я ф л ю и д о в с м а н т и й н ы м и п о р о д а м и. Признавая, что процессы с участием высокоплотных флюидов могут приводить к весьма глубокому разделению химических элементов, приходится тем не менее заключить, что в количественном плане участие летучих в мантийных процессах невелико, как и ничтожны, согласно оценкам, приведенным в начальных разделах настоящей работы, средние содержания летучих составляющих в мантийном веществе. Об этом можно судить хотя бы из того, что щелочные интрузивные и вулканические породы, в генезисе которых процессы мантийного метасоматизма играют важную роль, составляют небольшую долю на фоне продуктов толеитовых, представленных практически "сухими" расплавами и возникшими в пределах мантийного резервуара, истощенного в отношении так называемых несовместимых (т.е. не входящих в кристаллические фазы) элементами, к числу которых относятся и летучие компоненты. Близость оценок средних содержаний воды и соединений углерода в мантии, основанных на информации о составе магматических расплавов и рассмотрении ювенильного

потока летучих, рассчитанного из их масс, накопившихся в течение геологического времени в верхних оболочках Земли, также согласуется с выводом о том, что магматизм является ведущей формой дегазации мантии нашей планеты.

Вернемся вновь к рассмотрению значения мантийных флюидов для процессов рудообразования. Несмотря на весьма малую долю флюидной фазы по отношению к общей массе мантийного вещества, гигантский объем подкорковых зон позволяет предполагать, что в благоприятных условиях концентрирование мантийных флюидов в пределах структурных ловушек может привести к транспортировке огромных количеств рудных металлов. В этом плане обогащение отдельных участков верхней мантии полезными компонентами, определяющее потенциальную рудоносность генерируемых в их пределах магм, представляется вполне реальной.

С другой стороны, проникновению значительных масс мантийных флюидов существенно водного состава непосредственно в земную кору препятствует устойчивость амфиболов в самых верхних подкорковых горизонтах. В результате этого реакции с боковыми породами приведут к эффективному обезвоживанию флюидной фазы и, как следствие, к выпадению из этой фазы подавляющей части растворенных петрогенных и рудных компонентов. Отсюда можно сделать вывод, что магматическая мобилизация и транспортировка рудных металлов являются необходимой предпосылкой формирования месторождений, связанных с мантийным источником.

#### **МОБИЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ МЕТАЛЛОВ ФЛЮИДАМИ КОРОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

Коровые магмы, к которым в подавляющем большинстве случаев относятся кислые силикатные расплавы, нередко обнаруживают отчетливую связь с гидротермальным рудообразованием. Это объясняется их относительной обогащенностью летучими компонентами, а также высокими значениями коэффициентов активности в них многих рудных элементов. Кроме того, наиболее важный внемагматический коровой источник металлов гидротермальных растворов — глинистые породы — близки по химизму к гранитоидам. По этой причине в настоящем разделе рассматриваются главным образом особенности мобилизации рудных элементов в системе гранит—флюид.

С целью получения количественных оценок масс рудных металлов, мобилизуемых во флюид в кислых магматических системах, нами проводилось изучение распределения рудных элементов между гранитным расплавом и водно-солевыми флюидами [85]. Результаты этих исследований показаны на рис. 20. Рассмотрение его позволяет прийти к заключению, что после затвердевания гранитного батолита средней величины ( $\sim 1000 \text{ км}^3$ ) рудные металлы экстрагируются высокотемпературными водно-солевыми растворами в количествах, сравнимых с запасами промышленных месторождений.

Эти данные относятся к магматическим системам с усредненными характеристиками в отношении рудных и летучих элементов: содержания рудных металлов отвечают их кларкам в гранитах, концентрация воды

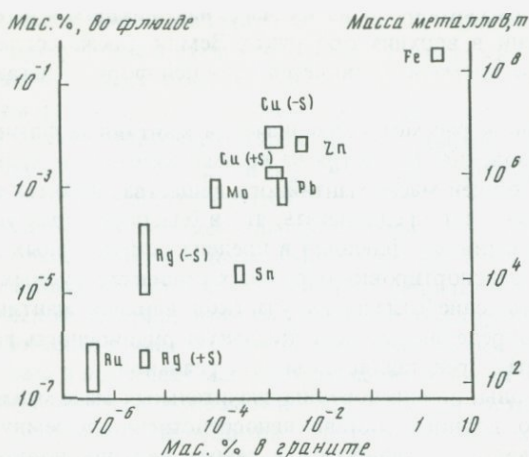


Рис. 20. Массы рудных металлов, переходящие в одномолярный хлоридный раствор, взаимодействующий с гранитом, характеризующемся кларковыми содержаниями рудных металлов, при 750°C и 1 кб при отделении от 1000 км<sup>3</sup> гранитной магмы 2%-ного водного флюида и концентрации металлов в этом флюиде и гранитах; оценки выхода во флюид меди и серебра даны с поправкой на вхождение части этих металлов в сульфидные фазы (+ S) и без учета этого фактора (-S)

в магме составляет 2%, мольное отношение  $Cl/Cl + H_2O = 0,02$ , а для тех случаев, когда учитывалось вхождение части металлов на магматической стадии в сульфиды, мольное отношение  $S/(S + H_2O)$  принималось равным 0,01. Допускалось также установление полного равновесия между расплавом, флюидом и кристаллами.

Кислотность подобных флюидов, равновесных с гранитными магмами в гипабиссальных условиях, достаточно высока: отношение HCl к сумме хлоридов в них приближается к 0,1. Вообще же, этот важный параметр существенно зависит и от химизма системы, и от температуры, и от давления. Даже в типичных гранитоидных системах при температуре ниже ~ 200°C флюиды становятся щелочными и, как следствие, в них появляются ионы  $HS^-$  и  $HCO_3^-$ , и становится возможным возникновение соответствующих комплексов рудных металлов. Давление действует на кислотность в противоположном направлении.

Если бы осаждение всей массы рудных металлов, перешедших во флюид в очагах кислой магмы даже с ординарными геохимическими характеристиками, происходило в ограниченном объеме, то в пространственной связи с любым гранитным массивом могли быть месторождения многих металлов. К сожалению, это не так, и поэтому мы приходим к выводу, что большая часть полезных компонентов рассеивается при взаимодействии интерстициального флюида с породообразующими минералами изверженной породы или при просачивании сквозь поры вмещающих толщ. Отсюда ясно, что при оценке рудогенерирующей способности кислых магматических систем наряду с учетом условий мобилизации флюидом рудных металлов необходимо рассмотрение тектонических, литологических и физико-химических факторов, способствующих концентрированной фиксации полезных компонентов, что выходит за рамки настоящей работы. Тем не менее

интересно охарактеризовать некоторые факторы, интенсифицирующие переход рудных элементов в магматические флюиды по сравнению с рассмотренной выше идеализированной картиной.

Это в первую очередь относится к возможности протекания процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации не по равновесному, а по фракционному пути. Интенсифицирующее воздействие фракционной кристаллизации становится особенно важным для редкометалльных элементов литофильного семейства. Кларковые содержания их в гранитных магмах значительно ниже концентраций насыщения в отношении рудных фаз, поэтому процессы накопления металлов в остаточном расплаве в ходе затвердевания магм оказываются необходимой предпосылкой формирования магматогенных месторождений.

Возможность такого накопления определяется низкими значениями равновесных коэффициентов распределения (т.е. отношений концентраций в минералах и в расплаве) для литофильных редкометалльных компонентов, но для реализации этой возможности необходимо протекание магматической кристаллизации по пути, близкому к максимальному фракционированию кристаллов от остаточного расплава с интенсивным выравниванием концентраций в магме. Фракционная кристаллизация приобретает большое значение для литофильных металлов еще и потому, что их мобилизация во флюид сильно зависит от потенциала фтора в системе, который значительно возрастает к концу процесса, так как комбинированный коэффициент распределения фтора заметно меньше 1.

Интенсифицирующее воздействие рассматриваемого фактора можно проследить на примере поведения олова в процессе кристаллизации и ретроградного кипения кислых магм. Коэффициенты распределения олова между гранитным расплавом, флюидом и некоторыми кристаллическими минералами в присутствии хлоридов и фторидов изучались нами экспериментально и оценивались с использованием геохимической информации. Полученные данные свидетельствуют, что при одинаковых концентрациях галогенов фторидные растворы экстрагируют значительно большие количества Sn, чем хлоридные. Проведенные оценки показывают, что протекание процессов магматической кристаллизации и дистилляции флюида по пути максимального фракционирования повышает выход олова в водный флюид в несколько раз по сравнению с полностью равновесной системой.

В отличие от литофильных редкометалльных элементов халькофильные металлы, в мобилизации которых доминирует Cl, а не F, должны переходить во флюид более интенсивно на ранних этапах процесса магматической дистилляции, когда в равновесии с кислыми магмами могут находиться высококонцентрированные хлоридные растворы. Участие в процессах мобилизации рудных металлов нагретых рассолов внемагматического происхождения также может иметь важное значение для халькофильных элементов.

Влияние концентрации хлоридов на распределение рудных компонентов между гранитным расплавом и водно-солевой фазой изучалось нами на примере меди и серебра. Было установлено, что выход этих металлов во флюид возрастает более чем на порядок при переходе от одномоляльного к десятимоляльному хлоридному раствору при прочих равных условиях.

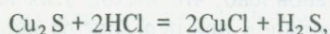
Исследования последних лет показали, что кислородный потенциал

кислых магматических систем является важным фактором их рудогенерирующей способности. Так, для Sn было найдено, что со снижением  $f_{O_2}$  предельная концентрация этого металла в гранитном расплаве, сосуществующем с  $SnO_2$ , растет вследствие восстановления  $Sn^{4+}$  до  $Sn^{2+}$ . Этот факт может быть интерпретирован как снижение термодинамической активности Sn в расплаве при переходе к сильновосстановительным условиям, что в случае одинаковых валовых содержаний Sn в магме должно привести к подавлению флюидной мобилизации рассматриваемого металла при очень низких значениях  $f_{O_2}$ .

В противоположность олову, входящему в силикатные расплавы в виде заряженных ионов, медь, серебро и золото присутствуют в гранитных магмах при геологически значимых величинах окислительно-восстановительного потенциала как нейтральные атомы, что доказывается исследованиями стекол гранитного состава методом ЭПР [88]. В то же время в сосуществующих водно-хлоридных растворах мы имеем соединения одно- и двухвалентной меди. Более высокая степень окисления меди (а, по-видимому, также серебра и золота) во флюиде является причиной роста концентраций в нем данного металла параллельно увеличению летучести кислорода при прочих равных условиях. В частности, нами было экспериментально установлено, что при повышении кислородного давления на пять порядков (при переходе от буфера Ni-NiO к  $Fe_3O_4-Fe_3O_3$ ) коэффициент распределения меди между концентрированными водно-хлоридными флюидами и гранитным расплавом возрастает приблизительно в 2,5 раза.

Повышенные значения  $f_{O_2}$  должны быть благоприятны для мобилизации халькофильных металлов еще и потому, что они способствуют переходу рудных элементов во флюид в форме сульфатных (или сульфитных) соединений. Экспериментально возможность мобилизации меди во флюид в сульфатной форме при  $f_{O_2} = f_{O_2}^{(Fe_2O_3 - Fe_3O_4)}$  доказывается сравнением наших данных по растворимости металлической меди и  $Cu_2S$  в хлоридных растворах. Аналогичные результаты были получены ранее американскими исследователями для железа, концентрация которого в водной фазе, равновесной с пирротинном, магнетитом и гематитом, быстро растет с повышением температуры, параллельно увеличению концентрации  $SO_2$  во флюиде.

Потенциал серы является еще одним важным фактором, контролирующим переход халькофильных металлов во флюид. Как показывают термодинамические расчеты, проведенные на основе полученных нами экспериментальных данных, при значениях  $f_{O_2}$ , характерных для кислых магматических систем, в них еще на магматической стадии могут присутствовать сульфиды Cu, Mo и, по-видимому, некоторых других халькофильных металлов в виде отдельных фаз, даже при кларковых валовых содержаниях рудных компонентов. Повышение концентраций  $H_2S$  во флюиде должно иметь следствием, согласно закону действия масс для реакций типа



снижение содержаний хлоридных соединений металлов в водной фазе. Отсюда вытекает, что повышение  $f_{S_2}$  может привести для прочих равных

условий к уменьшению общей массы рудных металлов, переходящей во флюид на магматической стадии. С другой стороны, в условиях высоких парциальных давлений серы возрастает вероятность того, что и силикатные расплавы и сосуществующие с ними флюиды будут насыщены в отношении рудных фаз еще на магматической стадии. В этом случае сульфиды должны начать выделяться из гидротермальных растворов при высоких температурах, близких к магматическим, т.е. при высоком потенциале серы связь рудных месторождений с магматизмом будет более отчетливой.

Следует также отметить, что если при высокой  $f_{O_2}$  сульфатная форма мобилизации халькофильных элементов приобретает заметный удельный вес, то влияние потенциала серы на ход этого процесса может быть иным, нежели в системах с преобладанием хлоридной формы переноса. В присутствии кристаллических или расплавленных сульфидов активность сульфатов во флюиде определяется только  $f_{O_2}$  и не зависит от  $f_{S_2}$ , а при недосыщении системы в отношении сульфидных фаз содержание сульфатных соединений во флюиде растет с увеличением как  $f_{S_2}$ , так и  $f_{O_2}$ .

Повышенные значения  $f_{O_2}$  при достаточно высоких  $f_{S_2}$  характерны для магматических очагов, с которыми связаны месторождения медно-порфирового типа. Сочетание этих факторов с существованием высококонцентрированных водно-солевых фаз определяет высокую рудогенерирующую способность подобных магматических систем.

## ГЛАВА 5

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ РУДОНОСНЫХ РАСПЛАВОВ И РАСТВОРОВ

Закономерности миграции расплавов и растворов в земной коре и мантии остаются в значительной мере нераскрытыми. Геологическая очевидность процессов миграции часто оказывается трудно объяснимой физически, поскольку не могут быть учтены все особенности состояния земных недр. Тем не менее комплексное рассмотрение геологических данных с учетом основных положений физики процесса позволяет составить общее представление об условиях миграции рудоносных флюидов.

#### МИГРАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Основной причиной миграции магматических расплавов является механическая неустойчивость системы магма-вмещающая порода в гравитационном поле Земли. Такая гравитационная неустойчивость обусловлена меньшей плотностью магматического расплава по сравнению с вмещающими породами. Конкретные механизмы миграции магм могут быть, однако, различными. Частично расплавленный мантийный материал может образовывать диапиры. По мере подъема диапира степень частичного плавления увеличивается вследствие декомпрессии. При достижении определенной

степени плавления происходит отделение расплава от магмообразующего субстрата. Этот процесс может происходить по механизму фильтрационного отжимания межкристаллического расплава от более тугоплавкого рестита. Поскольку плотность и вязкость отделившегося расплава меньше, чем плотность и вязкость частично расплавленной породы, дальнейшее восходящее продвижение расплава может происходить по более эффективному, чем диапировый, механизму проникающей конвекции с образованием протяженных в вертикальном направлении магматических колонн. Одновременно могут проявляться процессы проплавления и магматического обрушения кровли. Когда образующийся таким образом магматический очаг достигает уровня, на котором породы рамы приобретают способность к хрупкому разрушению, у восходящего расплава появляется возможность использовать более эффективный (в смысле скорости миграции) механизм магморазрыва — расплав продвигается к поверхности путем образования даек. Если по образовавшемуся дайковому каналу продолжается движение расплава, то он перестраивается: движение магмы сосредоточивается в одном или в нескольких энергетически более выгодных для движения расплава каналах трубообразной формы. Процессы, сопровождающие такую перестройку магмовода, включают брекчирование вмещающих пород с последующим выносом брекчированного материала потоком магмы.

Представленная картина последовательной перестройки механизмов миграции магмы выражает общую тенденцию процесса, заключающуюся в смене по мере восходящего продвижения магматического расплава форм медленной, рассредоточенной миграции (диапиры, магматические колонны) формами быстрой, сосредоточенной миграции (дайки, некки). Характер проявлений этой общей тенденции может быть различным в зависимости от условий развития магматического процесса.

Миграция магм определяется главным образом плотностью и реологическими свойствами магматического расплава и вмещающих пород. Различия в плотности являются динамической предпосылкой миграции. При любом механизме миграции увеличение вязкости расплава затрудняет его движение. Соответственно диапировые формы внедрения характерны для расплавов с повышенной вязкостью. Образовывать дайки такие расплавы не могут, так как из-за большой поверхности теплообмена с вмещающими породами медленно развивающаяся дайковая интрузия быстро застывает. Характер миграции расплавов с пониженной вязкостью решающим образом зависит от реологических свойств вмещающих пород. В пластичной среде, неспособной к образованию протяженных разрывов, т.е. в нижней части земной коры и в верхней мантии, будут проявляться механизмы диапирового внедрения, проникающей конвекции, проплавления и обрушения кровли. В хрупкой среде преимущественно образуются дайки и некки.

Таким образом, смена механизмов миграции по мере восходящего продвижения магмы зависит от изменения в вертикальном разрезе земной коры хрупко-пластических свойств вмещающей среды. Изменение этих свойств зависит от типа вмещающих пород, наличия летучих, температуры, давления, скорости деформации. Вследствие различия этих условий, так же как и различий в вязкости магматических расплавов, миг-

рациональная способность магм неодинакова. При большой вязкости магмы механизм диапирового внедрения, характерный для больших глубин, может проявляться вплоть до земной поверхности как при образовании экструзивных куполов. И, наоборот, при пониженной вязкости магмы, сочетающейся с пониженной температурой недр, благоприятствующей сохранению у вмещающих пород способности к образованию протяженных разрывов, процессы дайкообразования, обычные для малых глубин, могут проявляться также и в мантии, обеспечивая быстрый прорыв мантийных магм к поверхности, как при образовании алмазоносных диагирем на докембрийских кратонах.

Миграция относительно маловязких магм основного состава происходит по каналам, образующимся в результате хрупкого разрыва пород. Поэтому в размещении основных интрузивов и соответственно месторождений, связанных с основными интрузивами, особенно ярко выражен контроль глубинными разломами. С диапировым механизмом связывается становление крупных орогенных гранитоидных батолитов, для которых характерны уплощенные формы при относительно ограниченных вертикальных размерах.

Для процессов восходящей миграции магматических расплавов большое значение имеет наличие разноглубинных магматических очагов. Из обширной информации по этой проблеме отметим, что магмовыводящие каналы при вулканических извержениях оказываются нередко удивительно малых размеров по сравнению с объемами извергающейся магмы. Размеры таких каналов могут измеряться в поперечном сечении всего тысячами квадратных метров. Эти каналы связывают вулканические аппараты с промежуточными магматическими очагами. В то же время геофизические исследования, так же как и геологические данные, обычно свидетельствуют о связях тех и других с глубинными разломами.

### МИГРАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

В отличие от расплавов гидротермальные флюиды не образуют в недрах крупных обособленных скоплений, подобных магматическим очагам. Занимаемый гидротермальными растворами объем — это поровое и трещинное пространство горных пород. Геометрия этого пространства исключительно сложна. Поэтому при изучении миграции гидротермальных растворов реальная горная порода представляется как условная сплошная среда с гидродинамическими характеристиками, эквивалентными усредненным характеристикам реальной породы. Движение флюида в такой условной среде описывается теорией фильтрации.

Основным законом теории фильтрации является экспериментально установленное соотношение, известное как закон Дарси [15]:

$$V = \frac{K}{\mu} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L},$$

где  $V$  — скорость фильтрации;  $K$  — проницаемость среды;  $\mu$  — вязкость фильтрующегося флюида;  $\Delta P/\Delta L$  — вызывающий фильтрацию градиент гидродинамического давления.

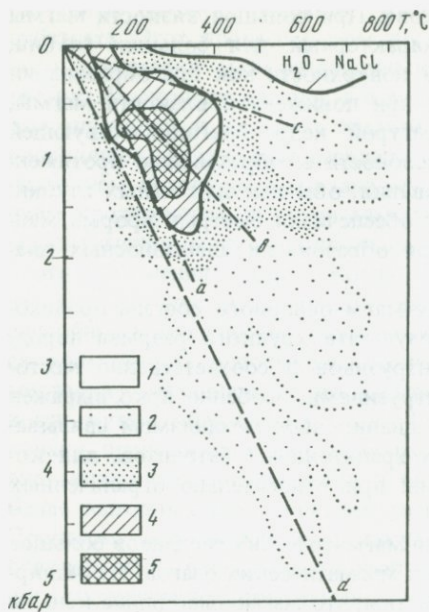


Рис. 21. Термобарические условия гидротермального рудообразования по данным изучения флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений [57]

1-5 - частота наблюдений по сетке  $50^\circ$  на 250 бар: 1 - 0, 2 - от 1 до 3, 3 - от 3 до 10, 4 - от 10 до 20, 5 - более 20; a-d - термобарические градиенты (бар/град): a - 9,3, b - 4,7, c - 1,35, d - усредненный для земной коры

Скорость фильтрации  $V$  определяется как отношение объемного расхода  $Q$  к площади  $S$  поперечного сечения потока фильтрации  $V = Q/S$ . Гидродинамическое давление  $P$  - это разность между общим физическим давлением  $P_\Phi$  и гидростатическим давлением  $P_{ст}$  гидротермального флюида:

$$P = P_\Phi - P_{ст}.$$

Существующие представления о силах, вызывающих миграцию гидротермальных растворов, во многом неопределенны. Как следует из выражения для закона Дарси, силой, вызывающей процесс фильтрации, является градиент гидродинамического давления. Он возникает при нарушении гидростатического равновесия флюидной системы.

Плотность гидротермальных растворов зависит от их состава, температуры и давления. Обобщенные данные о температуре и давлении гидротермальных рудообразующих растворов представлены на рис. 21. Согласно экспериментальным данным [81, 119], при соответствующих термобарических условиях значения плотности водного флюида изменяются в пределах  $0,3-0,9 \text{ г/см}^3$ . Растворенные минеральные компоненты увеличивают плотность водных растворов, но это увеличение обычно невелико. По результатам изучения флюидных включений в минералах характерные значения плотности гидротермальных рудообразующих растворов равны  $0,5-1,0 \text{ г/см}^3$  [78]. При таком значении плотности флюида градиент увеличения с глубиной гидростатического давления равен  $50-100 \text{ бар/км}$ . Давление, рассчитанное по этому градиенту для палеоглубины рудообразования, намного меньше давления, определяемого по результатам изучения флюидных включений в минералах месторождений [57]. Поэтому в общем виде можно заключить, что нарушение гидростатического равновесия флюидной системы при гидротермальном рудообразовании происходит обычно по типу  $P_\Phi > P_{ст}$ , т.е. причиной миграции рудообразующих растворов является их повышенное (сверхгидростатическое) давление.

Геологические процессы, приводящие к генерации в недрах сверхгидростатических давлений гидротермальных флюидов, многообразны. Как и в процессах магматической миграции, важнейшую роль играют силы гравитации. Огромные количества флюидов удаляются из осадочных пород

при их литогенезе и последующем метаморфизме. На поверхности осадки содержат около 50% поровых вод. Пористость метаморфических пород может уменьшаться до значений, меньше 1%. Растворы, отжимаемые при уплотнении осадочных (в основном глинистых) пород, могут играть рудообразующую роль; с ними связывается, в частности, формирование эпигенетических стратиформных месторождений.

При уплотнении пород под весом вышележащих отложений максимальное давление флюидов в области уплотнения равно литостатическому. Значения давления, определяемые по флюидным включениям в минералах гидротермальных месторождений, согласно упоминавшимся выше данным [57], могут, однако, превосходить значения литостатического давления на палеоглубине рудообразования. Накопление во флюидной системе сверхлитостатических давлений может происходить в условиях экранирования флюидного потока. Поскольку плотность флюида меньше плотности вмещающих пород, относительное (по сравнению с давлением вмещающих пород) давление флюида в экранированном потоке может возрасти по направлению к поверхности, превосходя литостатическое давление на глубине рудоотложения.

Очевидной причиной проявления сверхлитостатических давлений может быть активность источника, способного к генерации растворов с давлением большим, чем литостатическое давление. К числу таких источников относятся процессы кристаллизации магматических расплавов и дегидратации водосодержащих минералов при метаморфизме. Однако в вопросе о давлениях флюидов, генерируемых этими источниками, так же как в вопросе о возможности накопления значительных сверхлитостатических давлений при экранировании восходящих потоков, существует известная неопределенность, связанная с ограниченной способностью геологической среды удерживать избыточное флюидное давление. Основным ограничивающим фактором являются процессы гидроразрыва пород. Возможно, конечно, что теория образования техногенных трещин гидравлического разрыва неприложима к развивающимся в другом масштабе времени природным процессам миграции растворов. Однако нельзя исключить также и того, что оценки флюидного давления по газово-жидким включениям дают во многих случаях завышение.

Наиболее ярким проявлением современной миграции гидротермальных растворов являются процессы тепловой конвекции в новообразующей коре срединно-океанических хребтов. При изучении гидротермальной активности в срединно-океанических хребтах и других частях океанического дна были выявлены гидротермальные аппараты, выносящие значительные количества рудных элементов. Металлоносные гидротермальные системы океанического дна рассматриваются в настоящее время как современные аналоги рудообразующих систем, с которыми было связано формирование геосинклинальных гидротермально-осадочных сульфидных месторождений.

Модель тепловой конвекции растворов привлекается также для объяснения активности современных гидротермальных (геотермальных) систем на континентах, а в последние годы, особенно в американской литературе, для объяснения формирования медно-порфировых месторождений. Гипотеза образования медно-порфировых месторождений в результате цир-

куляции растворов в тепловом поле интрузива развита в цикле статей Нортонa (см. [44]). Однако доверие к разработанной модели существенно подрывает нереалистически низкая оценка давлений гидротермальных рудообразующих растворов. Нарушение гидростатического равновесия флюидной системы, вызывающее конвективную циркуляцию гидротерм, возникает как следствие уменьшения плотности раствора при его нагревании, т.е. происходит по типу  $P_{\text{ф}} < P_{\text{ст}}$ . Это означает, что давление растворов в конвектирующей системе не может быть больше гидростатического давления на глубине проникновения конвекции. Этот вывод согласуется с результатами расчетов Нортонa, согласно которым давление растворов в области возможного рудоотложения при глубине 2,5 км оценивается примерно в 400 бар. Как показано рядом исследователей, образование рудной минерализации на медно-порфировых месторождениях, особенно на ранних стадиях процесса, происходило при значительно более высоких давлениях растворов.

Вертикальная зональность оруденения, особенности залегания рудных тел и другие признаки свидетельствуют о формировании гидротермальных месторождений преимущественно в связи с восходящими потоками растворов. В соответствии с отмечавшейся выше общей вертикальной зональностью проявления тектонических деформаций, каналы миграции растворов на различных глубинах неодинаковы. Пористость горных пород в пределах земной коры изменяется от долей процента до десятков процентов. По сравнению с фоновыми значениями пористость увеличивается в зонах активных тектонических дислокаций и теплового разуплотнения среды. Эти зоны, очевидно, и выступают в качестве основных каналов миграции флюидов на больших глубинах. Глубинные разломы могли служить подводящими каналами для первичного флюидного потока в верхней части земной коры, распадавшегося на вторичные потоки, из которых и формировались гидротермальные рудные месторождения [15].

Для большинства постмагматических гидротермальных месторождений каналы миграции рудоносных флюидов, как правило, ориентированы в направлении средней деформационной оси (В) и проходят через области максимальной деформации пород в период, непосредственно предшествующий рудоотложению. Подобный вывод может быть сделан на основании обобщения хорошо известных закономерностей размещения эндогенного оруденения: приуроченности рудных тел к шарнирам линейных складок, флексуобразным перегибам слоев, участкам пересечения или смыкания сопряженных разрывов, структурам центрального типа, приоткрытым интервалам трещин скалывания, линиям пересечения отдельных пластов разломами и др. Все упомянутые направления, как нетрудно заметить, соответствуют ориентировке оси В деформации.

Совпадение ориентировки оси В и длинных осей рудных столбов описывалось неоднократно, но эта закономерность справедлива и в более широком плане, а именно в отношении глубинных путей миграции рудоносных флюидов. Для формирования крупного рудного объекта необходимо длительное существование стабильного, хорошо прогретого пронизываемого канала, проникающего на достаточную глубину. Этим требованиям в наибольшей степени соответствует направление оси В. Именно оно наиболее

стабильно при прогрессивной деформации, что особенно важно в случае перехода пликативных (складчатых) деформаций к хрупкому разрушению. Чаще всего ось *B* лежит в плоскости слоистости (сланцеватости), а в зонах мощных разломов — в плоскости главного сместителя. Этим определяется наименьшая изменчивость данного направления в поле деформации.

Таким образом конкретная ориентировка наиболее проницаемых направлений определяется соотношениями региональной структуры и локальных структурных форм, непосредственно связанных с процессами рудообразования. Региональные структурные особенности, характеризующие объемы геологического пространства в пределах отдельных структурных этажей, играют главенствующую роль для месторождений с удаленными глубинными источниками. Локальные структурные формы в пределах месторождений динамически связаны с процессами, приводящими к рудообразованию, что особенно характерно для месторождений с близко расположенными источниками и для чрезвычайно мощных динамических систем, сопоставимых с вулканическими аппаратами центрального типа, кимберлитовыми трубками и т.п.

Каналы предпочтительной миграции потока минерализующих растворов часто фиксируются на хорошо вскрытых месторождениях в корневых частях рудных тел. Положение и ориентировка каналов намечаются по общей симметрии минерализованного пространства, данным термобаргеохимии, трендам изменчивости минералов переменного состава или содержания микропримесей, строению геохимических ореолов, распространению и интенсивности околорудных метасоматических явлений и т.п. Одна из важнейших задач структурного изучения месторождений заключается в выявлении закономерных связей между симметрией формы (и внутреннего строения) рудных тел и симметрией структуры окружающего геологического пространства, отнесенной к периоду формирования месторождения. Соответственно определяется положение или просто ориентировка канала поступления растворов как наиболее проницаемого направления анизотропного геологического пространства. Зная условия залегания пород в районе и специфику структурной обстановки в пределах рудного поля или месторождения, можно с большой долей вероятности наметить пути основного потока восходящих рудоносных флюидов к корневым частям области рудоотложения. В качестве примера рассмотрим месторождения Джидинского рудного поля [48, 49].

Первомайское молибденовое штокерковое, Инкурское вольфрамовое штокерковое и Холтосонское вольфрамовое жильное месторождения были сформированы в течение позднеюрско-раннемелового этапа тектономагматической активизации в связи с внедрением многофазной интрузии гуджирского гранитоидного комплекса в интервале 130–110 млн лет.

В геологическом строении Джидинского рудного поля (рис. 22а, б) удастся выделить два структурных этажа: нижний — геосинклинально-складчатый (нижний палеозой) и верхний — эпиплатформенный вулканогенно-осадочный (мезозой).

Региональная анизотропия пород нижнего структурного этажа в основном выражается в сжатой складчатости северо-западного простирания с крутым залеганием осевых поверхностей. Ориентировка оси *B* склад-

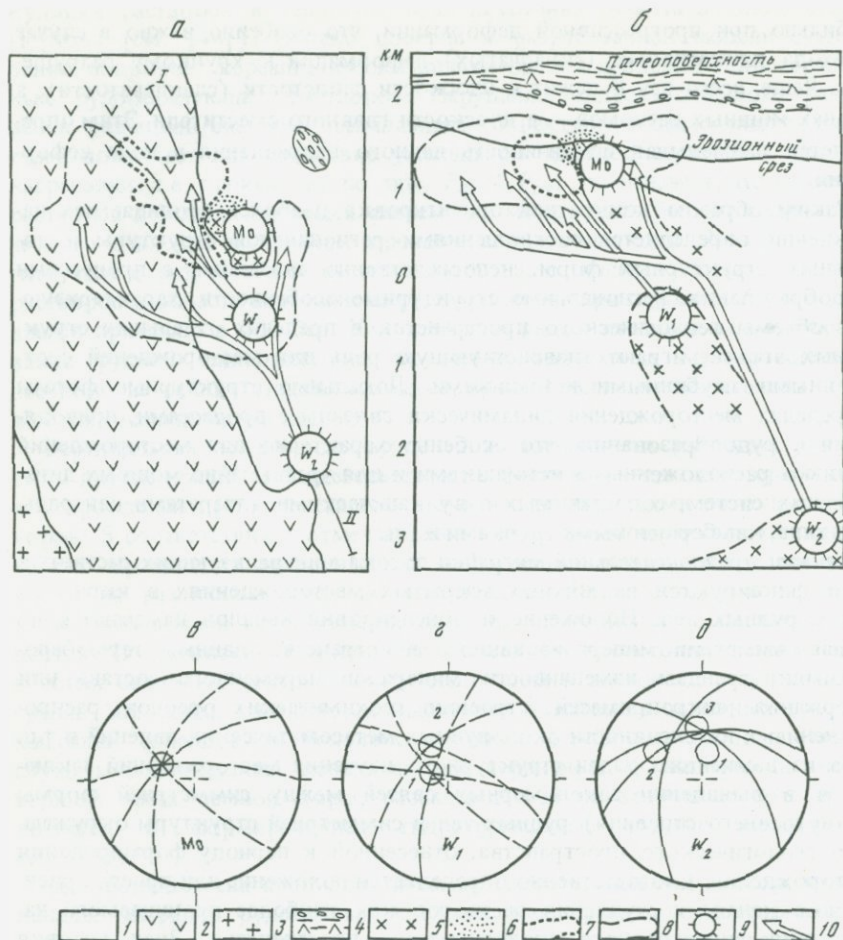


Рис. 22. Вероятные пути миграции и положение источников рудообразующих флюидов в Джиджинском рудном поле

*a* – план; *b* – вертикальная проекция; *v*–*d* – стереографические диаграммы для главных этапов минерализации: *v* – молибденового, *z* – вольфрамового штокверкового, *d* – вольфрамового жильного.

1 – осадочно-эффузивные образования (PZ<sub>1</sub>); 2 – кварцевые диориты (PZ<sub>1</sub>); 3 – граниты, граносиениты (PZ<sub>3</sub>); 4 – покрывающая толща туфоконгломератов, порфириров (T<sub>1-2</sub>); 5 – граниты гуджирского комплекса (J<sub>3</sub> – K<sub>1</sub>); 6–8 – область распространения минерализации: 6 – молибденовой штокверковой, 7 – вольфрамовой штокверковой, 8 – вольфрамовой жильной; 9 – положение вероятного источника флюидов (соответственно для 6–8: Mo, W<sub>1</sub>, W<sub>2</sub>); 10 – подводящие каналы

На диаграммах дугами большого круга показаны основные системы рудных прожилков (штриховые линии) и жил (сплошные); кружочки – выходы частных осей В

частости субмеридиональная с наклоном на юг–юго-восток под углом 26–29°. На площади рудного поля наклон ее становится круче, достигая 60°. В породах верхнего структурного этажа отмечается пологая складчатость с наклоном шарниров на северо-запад под углом 14°. Направления повышенной проницаемости рудовмещающего блока определяются также

системами разнонаправленных разрывных нарушений, в большинстве своем заложенных в палеозое, но подновленных в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации.

В пределах Джидинского рудного поля устанавливается четкая сопряженность и взаимообусловленность магматической и гидротермальной деятельности (И.П. Кушнарев, М.М. Повилайтис, В.И. Игнатович, Д.О. Онтоев и др.).

Магматизм мезозойского этапа активизации, как показал структурный анализ, происходил при плане деформации, существенно отличном от более раннего плана деформации этапа геосинклинального развития территории. Внедрение магматических расплавов при формировании до-рудных тел бостонитов, а также гранитов гуджирского комплекса в пределах Джидинского рудного поля происходило снизу вверх в направлении с юго-востока на северо-запад вначале под более пологими, а затем под крутыми углами. К моменту внедрения внутрирудных меланократовых сиенитовых даек ориентировка оси наибольшей проницаемости стала еще более крутой и практически совпала с нормалью к земной палеоповерхности. Первомайский молибденовый штокверк в апикальной части одноименного гранитного массива связан с проявлениями III фазы его становления. Сеть крутопадающих разноориентированных прожилков кварц-молибденитового состава залегает в породах ранних фаз интрузива и отчасти захватывает породы экзоконтакта массива. Такие прожилки, сопровождаемые вкрапленностью молибденита, образуют штокверковое рудное тело, по форме напоминающее шляпку гриба с выпуклостью, обращенной на северо-запад. Сводная стереографическая диаграмма элементов залегания прожилков, по данным И.П. Кушнарёва (1954 г.), показывает наличие четкого пояса с близширотной осью, наклоненной на восток под углом около  $60^\circ$  (см. рис. 22, в). Это означает, что наиболее проницаемым направлением в момент раскрытия трещин была статистическая линия их взаимного пересечения; такое направление, следовательно, имел и поток рудообразующих флюидов. Гипоцентр динамических усилий, приведших к раскрытию сети трещин молибденового штокверка, находился внутри Первомайского интрузива на глубине всего 300–400 м (см. рис. 22, б).

Инкурский вольфрамовый штокверк характеризуется развитием кварц-гюбнеритовых прожилков крутого падения, в основном подчиняющихся радиально-концентрическому расположению. Статистические линии пересечения рудных прожилков наклонены на юго-восток несколько более круто для южной части штокверка (угол порядка  $75^\circ$ ) и более полого (около  $65^\circ$ ) для северной (соответственно области выхода осей В, обозначенных цифрами 1 и 2 на рис. 22, г).

Пространственное сопоставление статистических линий пересечения крутопадающих рудных прожилков штокверка для разных его участков показало, что область их максимального сближения, фиксирующая гипоцентр конуса разрушения, должна находиться в полукилометре южнее Первомайского гранитного массива на глубине примерно 2,2 км, т.е. значительно ниже динамического гипоцентра более раннего молибденового оруденения (см. рис. 22, б). Таким образом, приходится предположить, что вольфрамовая минерализация Инкурского месторождения связана с купольной частью иного интрузивного штока (V фазы внедрения), обособлен-

ного от Первомайского и характеризовавшегося несколько иной ориентировкой осевого давления.

Основная масса кварц-гюбнеритовых жил Холтосонского месторождения приурочена к сопряженным, взаимосочленяющимся сколовым нарушениям, падающим под углами  $35-50^\circ$  в южные румбы. Почти все жилы залегают в палеозойских кварцевых диоритах и лишь некоторые прослеживаются в гранитах и в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще. Положение рудных столбов в плоскости жил определяется линиями сочленения с соседними жилами, изгибами поверхности сместителя и некоторыми общими причинами. Для верхних границ рудных столбов многих жил установлено пологое западное склонение. На глубоких горизонтах в центральной части месторождения склонение рудных столбов обратное — крутое восточное; горные выработки, пройденные на большой глубине на юго-западном фланге месторождения, прошли по практически безрудным породам.

Наличие двух направлений склонения рудных столбов во многих жилах, по нашему мнению, связано с изменением направления течения растворов в плоскости рудовмещающих разрывов — от крутого восходящего на глубине до пологого и иногда нисходящего с приближением к поверхности. Скорее всего, это явление обусловлено растеканием рудообразующих растворов под покрывкой менее проницаемых пологозалегающих пород верхнего структурного этажа.

На средних горизонтах месторождения ориентировка линии сопряжения основных жил, в общем совпадающая с направлением более крутых рудных столбов, определяется существенной ролью разрывов северо-западного простирания. На рис. 22, д это направление отражается областью выхода оси *B*, обозначенной цифрой 3. С глубиной начинают преобладать жилы близширотного и северо-восточного простираний, ось пересечения которых смещается к близширотному направлению и становится более полой.

В самой нижней части месторождения, где основная масса жил выклинивается, глубокими буровыми скважинами, помимо "стволовых" рудных жил, вскрыты мощные зоны высокопроницаемых мусковит-флюорит-полевошпатовых метасоматитов, которые развиты вдоль крупных сколовых нарушений согласно с общим простиранием свиты жил. Эти зоны, вполне вероятно служившие рудоподводящими каналами среди очень плотных кварцевых диоритов, по трем глубинным разведочным профилям прослеживаются с постепенным погружением в юго-восточном направлении по меньшей мере на трех уровнях. Примерная ориентировка этой части рудоподводящего канала для основных жил Холтосонского месторождения показана на диаграмме (см. рис. 22, д) областью выхода оси *B*, обозначенной цифрой 2.

Глубинный отрезок подводящего канала, вероятнее всего, располагался в слоистой толще нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных пород. Ориентировка его в таком случае должна совпадать с направлением оси *B* деформации этих пород в блоке Джидинского рудного поля, т.е. погружаться на юг под углом около  $60^\circ$ . На стереографической диаграмме (см. рис. 22, д) область выхода данной оси обозначена цифрой 1.

Реконструированное таким образом направление течения восходящих

рудоносных растворов для основной массы кварц-гюбнеритовых жил Холтосонского месторождения представляет собой ломаную линию, огибающую с юга и юго-запада массивы гранитов гуджирского комплекса. Часть потока прошла и восточнее массивов, сформировав несколько рудных жил восточного фланга непосредственно в нижнепалеозойской толще. Поскольку по геофизическим данным эта толща в разрезе Джидинского рудного поля развита до глубины 6 км, можно предположить, что ориентировка канала, следующего вдоль направления оси *B* линейной складчатости, сохранится примерно до этой отметки. Еще ниже, по-видимому, залегают глубокометаморфизованные образования венда-нижнего кембрия, строение которых нами не изучалось. Впрочем, вероятнее всего, рудоносные флюиды, сформировавшие Холтосонское месторождение, обособились от гранитного расплава выше указанного уровня [49].

Показательно, что на Джидинском рудном поле все основные рудоподводящие каналы, выходы и длинные оси продуктивных гранитных штоков и свит внутриминерализационных даек заключены в единой полосе, имеющей северо-западное ( $325^\circ$ ) простирание и ширину около 1,5–2 км. Указанная совокупность магматических и флюидных каналов погружается в юго-восточном направлении под углом  $50-70^\circ$ . Области рудоотложения трех основных этапов минерализации по верхней своей границе заняли примерно одинаковое гипсометрическое положение под маломощной экранирующей толщей, но с распространением на различную глубину — совсем небольшую для раннего молибденового этапа и весьма значительную для позднего вольфрамового (см. рис. 22, б).

В связи с прогрессивным заглублением источника площадь распространения рудной минерализации каждого последующего этапа резко увеличивалась.

Приведенные примеры месторождений Джидинского рудного поля характеризуют важную особенность процесса рудообразования — пространственно-временную автономность потоков рудообразующих растворов, формировавших отдельные месторождения одного рудного поля. Относительная автономность потоков рудообразующих растворов ярко проявляется также на месторождениях, локализованных в трубообразных телах эксплозивных брекчий. Так, по данным румынских исследователей на месторождении Бая-де-Ариеш в пределах андезитового штока площадью  $1,5 \text{ км}^2$  устанавливаются пять крутопадающих трубообразных рудных тел. Примечательна различная рудная специализация этих тел — золотая, золото-теллуровая, золото-серебряная, полиметаллическая. Возможно, что в данном случае рудогенерирующий очаг, сформировавший отдельные рудные тела месторождения, был единым, но развивался пульсационно. Тела рудоносных брекчий формировались, по-видимому, потоками растворов, обладавших повышенной механической активностью. Этим объясняется локальность (до десятков квадратных метров в горизонтальном сечении) рудопроводящих каналов, в разработке которых активное участие принимали также и сами рудообразующие растворы.

Признаки механической активности растворов проявляются наиболее часто на малоглубинных месторождениях. При образовании глубинных месторождений рудообразующие растворы просачивались по межзерновым контактам, лорам, микротрещинам, скорее всего, намного медлен-

нее. Так, например, на золоторудном месторождении Колар (Индия) рудные тела формировались в интервале глубин 5–10 км в слабопроницаемых зонах скалывания среди амфиболитов [15]. Миграционная способность потока в этих условиях поддерживалась также повышенным давлением флюидов, но не настолько высоким, чтобы происходило образование трещин гидроразрыва пород, гидротермальных брекчий и др.

Таким образом, механизмы миграции магматических расплавов и гидротермальных растворов обладают чертами сходства и вместе с тем ярко выраженного различия. Как для расплавов, так и для растворов основное значение имеют вязкость и плотность мигрирующего флюида. Относительно пониженная плотность магматических расплавов и тем более гидротермальных растворов по сравнению с вмещающими породами является предпосылкой их восходящего перемещения. Возможность такого перемещения создает относительно пониженная вязкость флюидов. Однако, поскольку вязкость гидротермальных растворов на много порядков меньше, чем вязкость магматических расплавов, конкретные механизмы миграции расплавов и растворов оказываются различными. Перемещение расплавов происходит в виде сосредоточенных потоков расплавленного материала. Гидротермальные растворы обладают способностью проникать в тончайшие поровые и трещинные каналы, благодаря чему их перемещение происходит по механизму фильтрации — рассредоточенного просачивания флюидов.

Как для магматических расплавов, так и для гидротермальных растворов большое значение имеют тектонические условия миграции. Тектонический контроль миграции магматических расплавов связан с классической проблемой пространства, необходимого для внедрения магмы. Тектонический контроль миграции гидротермальных растворов связан с образованием в недрах зон повышенной проницаемости. Формирование пространства для внедрения магм и зон повышенной проницаемости сопряжено с деформацией горных пород. Поэтому как для магматических расплавов, так и для гидротермальных растворов характерен контроль зонами глубинных разломов. Вместе с тем как расплавы, так и растворы обладают определенной внутренней активностью, обусловленной их повышенным давлением, благодаря которой они могут сами прокладывать себе пути движения. В итоге конкретные закономерности миграции эндогенных флюидов оказываются весьма сложными и обычно трудно поддаются расшифровке. Одним из перспективных направлений анализа таких закономерностей применительно к условиям формирования рудных месторождений является использование современных методов моделирования эндогенных транспортных процессов на ЭВМ.

## ФОРМЫ ПЕРЕНОСА РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ

В настоящее время не подлежит сомнению, что перенос рудных компонентов гидротермальными растворами от источника к зонам отложения осуществляется не в виде простых ионов, а в форме комплексных соединений, обеспечивающих достаточно высокую растворимость рудных минералов.

Существуют две основные точки зрения на возможность переноса рудных компонентов — соответственно в виде гидросульфидных или хлоридных комплексов. Из-за недостатка термодинамических данных и плохого знания параметров гидротермального переноса вопрос о главенстве того или иного переноса окончательно не решен. В одном из недавних обзоров Барнс [4] высказывает мнение, что в относительно низкотемпературных условиях преобладает гидросульфидная форма переноса большинства рудных компонентов, тогда как при более высоких температурах ( $> 300\text{--}350^\circ\text{C}$ ) основная роль принадлежит хлоридным комплексам.

В последние годы благодаря работам И.Л. Ходаковского и др. обращено также внимание на важное значение гидроксокомплексов многих рудных компонентов. Кроме того, для ртути установлена такая простая форма переноса, как незаряженная частица  $\text{Hg}^0(\text{p-p})$ .

Попытаемся рассмотреть некоторые вопросы, связанные с формой переноса рудных компонентов, на примере элементов первой группы Периодической системы (меди, серебра, золота) и представителя шестой группы — молибдена. Выбранные элементы, различающиеся по химическим свойствам, образуют достаточно устойчивые ассоциации в природных условиях, например на медно-молибденовых или золото-серебряных месторождениях. В основу проведенного ниже обзора термодинамических свойств комплексных соединений  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$  и  $\text{Mo}$  положены экспериментальные работы авторов, в части золота, выполненные совместно с Н.Н. Барановой, (ГЕОХИ АН СССР).

### МЕДЬ И МОЛИБДЕН

#### Физико-химические параметры переноса меди и молибдена

Рассмотрим вероятные условия транспорта меди и молибдена на примере медно-молибденовых месторождений порфирового типа.

Многочисленные исследования температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и других жильных минералах, ассоциирующих с главными рудными минералами медно-молибденовых месторождений — молибденитом и халькопиритом, показывают, что отложение этих минералов происходило в широком интервале температур от  $550\text{--}600$  до  $150\text{--}200^\circ\text{C}$ . Температурный интервал продуктивных стадий значительно уже — от  $450$  до  $200^\circ\text{C}$ , причем основная масса молибденовой минерализации образовывалась при  $420\text{--}270^\circ\text{C}$ , а основная масса медной — при  $320\text{--}200^\circ\text{C}$ .

Как показывают данные по составу включений, высокотемпературные флюиды характеризуются высокой концентрацией растворенных солей, достигавшей 50–70 мас.%. Наряду с рассольными включениями на рассматриваемых месторождениях в ранних ассоциациях встречаются менее плотные водно-углекислотные включения, в которых содержание солей составляет 5–10 мас.%. При снижении температуры обычно наблюдается уменьшение концентрации растворов, хотя известны и обратные соотношения.

В анионном составе растворов преобладали хлор, содержание которого могло достигать 5–10 моль/л, но обычно не выходило за пределы 0,5–2,0 моль/л, и уголекислота. Из катионов ведущая роль принадлежала Na и K, с некоторым преобладанием первого (в 2–3 раза) на ранних стадиях рудоотложения и более заметным (в 5–10 раз) на заключительных.

Концентрация рудных металлов в гидротермах составляла, по-видимому,  $10^{-4}$ – $10^{-2}$  *m*. Для меди это подтверждается прямыми, правда, пока еще единичными определениями ее содержания в растворах включений, которые составляют от первых десятков до 2000 мг/л. Для молибдена такие определения нам неизвестны. Судя по соотношению содержаний Cu и Mo в рудах, в отношении молибдена: растворы, вероятно, были более разбавленными и концентрацию Mo можно оценить величиной порядка  $10^{-4}$  *m* (10 мг/л).

Единогласного мнения относительно содержаний в растворах сульфидной серы в настоящее время не существует. Отдельные определения во включениях дают значения, не превышающие 0,1 *m*. Широкая распространенность на ранних этапах рудоотложения магнетита, который позже полностью вытесняется пиритом, показывает, что в этот период, т.е. при температурах около 400°C, концентрация сульфидной серы вряд ли превышала  $10^{-2}$ – $10^{-1,5}$  *m* — диапазон, характеризующий равновесие магнетит–пирит при данной температуре. С другой стороны, концентрация ниже  $10^{-3}$  *m*  $\Sigma \text{H}_2\text{S}$  маловероятна, так как осаждение рудных компонентов должно было бы происходить в условиях дефицита сульфидной серы, а это противоречит некоторым геологическим наблюдениям, в частности интенсивной пиритизации в зонах пропилитизации, широко развитых за пределами собственно рудных полей. Близкие значения нижнего предела  $\Sigma \text{H}_2\text{S}$  могут быть получены также из равновесий с участием окислов и сульфидов молибдена и меди ( $\text{MoS}_{2(\kappa)} \rightleftharpoons \text{MoO}_{2(\kappa)}$ ;  $\text{CuFeS}_{2(\kappa)} \rightleftharpoons \text{CuFeO}_{2(\kappa)}$ ).

Представление об окислительно-восстановительных условиях в период рудоотложения можно получить на основании расчета следующих равновесий: между минералами железа — магнетитом, гематитом, пирротинном, пиритом; фазами углерода — графитом и уголекислотой, если известно ее парциальное давление; по моновариантной минеральной ассоциации халькопирит–борнит–пирит, достаточно широко развитой на рассматриваемых месторождениях. Расчеты равновесий с участием этих фаз, учитывая неустойчивость гематита, пирротина, графита, и оценка по ассоциации медных минералов дают интервал значений  $f_{\text{O}_2}$ , ограниченный буферными ассоциациями Ni–NiO и  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при  $0,001 \text{ m} < \Sigma \text{H}_2\text{S} < 0,1 \text{ m}$  и  $20 < < P_{\text{CO}_2} < 50$  бар.

Для приближенной оценки кислотности рудообразующих растворов

могут быть использованы экспериментальные данные по исследованию равновесий в системе  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-HCl-H_2O$ . Медная минерализация связана преимущественно с кварц-серицитовыми метасоматитами. При температурах 200–300°С эта ассоциация устойчива в слабокислых растворах с рН 4–5. Молибденовое оруденение связано в основном с метасоматитами кварц-полевошпатовой формации и образуется, по-видимому, в несколько более щелочной обстановке, из нейтральных или слабощелочных растворов.

Суммируя приведенные данные по физико-химическим условиям отложения молибдена и меди и переходя к оценке потенциальных форм переноса этих металлов, можно с известной долей условности принять, что рудоносный флюид характеризовался следующими значениями основных параметров:

$\Sigma NaCl + KCl = 1,0 m$ ;  $\Sigma H_2S = 10^{-2} m$ ;  $lg f_{O_2} = \frac{1}{2} (lg f_{O_2} Ni-NiO + lg f_{O_2} Fe_3O_4-Fe_2O_3)$ ; рН – от слабокислых до слабощелочных;  $\Sigma Cu = 10^{-3} m$ ;  $\Sigma Mo = 10^{-4} m$ .

### Термодинамические свойства комплексов меди (I)

Для меди известны два состояния окисления, в которых она может находиться в водных растворах –  $Cu(I)$  и  $Cu(II)$ .

В глубинной восстановительной обстановке наиболее вероятно преобладание соединений закисной меди. На это указывают, в частности, и прямые экспериментальные исследования оптических спектров хлоридно-сульфидных медьсодержащих растворов [132].

Данные о поведении одновалентной меди в водных растворах пока еще очень ограничены. Особенно это относится к повышенным температурам, для которых получены лишь единичные результаты по константам равновесия реакций, представляющих геологический интерес.

Гидролизованые формы меди (I). В растворах с низкой минерализацией основными формами нахождения закисной меди являются ион  $Cu^+_{(p-p)}$  и образующиеся при его гидролизе  $CuOH^0_{(p-p)}$  и  $Cu(OH)^-_{2(p-p)}$ . Устойчивость этих форм при температурах 200–350°С изучена нами методом растворимости с использованием кристаллических фаз  $Cu_2O_{(к)}$  и  $Cu_{(к)}$ . На основании полученных результатов вычислены термодинамические константы равновесия реакций образования  $Cu^+_{(p-p)}$  и гидроксокомплексов  $CuOH^0_{(p-p)}$  и  $Cu(OH)^-_{2(p-p)}$  (табл. 7). Высокотемпературные значения константы реакции образования  $Cu^+_{(p-p)}$  хорошо согласуются с ее величиной при 25°С (Г.Б. Наумов и др., 1971 г.) и рекомендованной там же температурной зависимостью (до 200°С), что позволило определить значения константы для всего интервала от 25 до 350°С.

Для комплексов  $CuOH^0_{(p-p)}$  и  $Cu(OH)^-_{2(p-p)}$  аналогичных сведений нет, а исследованный нами небольшой температурный диапазон ограничивает возможности экстраполяции. Тем не менее из приведенных данных достаточно очевидно, что гидроксокомплексы меди (I) не могут принимать заметного участия в ее переносе. Поле преобладания аниона  $Cu(OH)^-_{2(p-p)}$  расположено в нереальной для природных растворов щелочной области

Таблица 7

Термодинамические константы равновесия реакций с участием меди (I) при температуре 25–350 °С (lg K°)

Номер п/п	Реакция	25	50	100	150
1	$0,5\text{Cu}_2\text{O}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} = \text{Cu}_{(р-р)}^+ + \text{OH}_{(р-р)}^-$	-15,0	-14,1	-12,7	-11,8
2	$0,5\text{Cu}_2\text{O}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} = \text{CuOH}_{(р-р)}^0$	-	-	-	-
3	$0,5\text{Cu}_2\text{O}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + \text{OH}_{(р-р)}^- = \text{Cu}(\text{OH})_2_{(р-р)}^-$	-	-	-	-
4	$0,25\text{Cu}_5\text{FeS}_4_{(к)} + \text{HS}_{(р-р)}^- + 0,5\text{H}_2\text{S}_{(г)} = 0,25\text{CuFeS}_2_{(к)} + \text{Cu}(\text{HS})_2_{(р-р)}^-$	-	-	-	-
5	$0,25\text{Cu}_5\text{FeS}_4_{(к)} + \text{HS}_{(р-р)}^- + 1,5\text{H}_2\text{S}_{(г)} = 0,25\text{CuFeS}_2_{(к)} + \text{Cu}(\text{HS})_2(\text{H}_2\text{S})_{(р-р)}^-$	-	-	-	-
6	$\text{Cu}_{(к)} + 0,25\text{O}_2_{(г)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + 2\text{Cl}_{(р-р)}^- = \text{CuCl}_2_{(р-р)}^- + \text{OH}_{(р-р)}^-$	$3,2 \pm 0,2$	2,9	2,2	1,7
7	$\text{CuCl}_2_{(р-р)}^- + \text{Cl}_{(р-р)}^- = \text{CuCl}_3_{(р-р)}^-$	-0,17	-0,39	-0,68(80°С)	-
8	$\text{Cu}_{(р-р)}^+ + 2\text{Cl}_{(р-р)}^- = \text{CuCl}_2_{(р-р)}^-$	5,45	5,36	5,04	4,99
9	$\text{Cu}_{(к)} + 0,25\text{O}_2_{(г)} = 0,5\text{Cu}_2\text{O}_{(к)}$	12,75	11,64	9,87	8,52

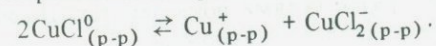
(рис. 23), а содержания меди в виде нейтрального комплекса  $\text{CuOH}_{(р-р)}^0$ , даже в равновесии с купритом  $\text{Cu}_2\text{O}_{(к)}$  (см. табл. 7), оказываются слишком низкими. Вклад катиона  $\text{Cu}_{(р-р)}^+$ , преобладающего в кислых и нейтральных растворах, можно оценить только при сопоставлении с другими формами, из которых основное значение имеют, по-видимому, сульфидные и хлоридные комплексы.

Сульфидные комплексы меди (I). Количественные данные по растворимости одновалентной меди в сероводородных растворах при повышенных температурах сводятся к единственной работе [132], в которой определены константы равновесия реакций растворения минеральной ассоциации халькопирит–пирит–борнит с образованием бисульфидных комплексов  $\text{Cu}(\text{HS})_2_{(р-р)}^-$  и  $\text{Cu}(\text{HS})_2(\text{H}_2\text{S})_{(р-р)}^-$  (см. табл. 7). При низких температурах установлено также существование комплекса  $\text{Cu}(\text{HS})_3_{(р-р)}^{2-}$ . Относительное преобладание этих форм зависит от общего содержания сульфидной серы и меняется с изменением температуры (см. рис. 23).

	200	250	300	350	Литературный источник
	-11,0	-10,4	$-9,5 \pm 0,3$	$-9,5 \pm 0,3$	Данные авторов; [60]
	$-6,0 \pm 0,2$	$-5,6 \pm 0,2$	$-4,9 \pm 0,2$	-	Данные авторов
	-	$-3,3 \pm 0,1$	$-3,1 \pm 0,1$	-	То же
	$-2,3 \pm 0,7$	$-2,3 \pm 0,7$	$-2,3 \pm 0,7$	$-2,3 \pm 0,7$	[132]
	-	$-3,8 \pm 0,7$	$-3,3 \pm 0,7$	$-3,1 \pm 0,7$	[132]
	1,4	1,1	$0,9 \pm 0,6$	$0,7 \pm 0,5$	Данные авторов; Н.М. Николаева и др., 1974 г.; И.Н. Уткина и др., 1966 г. Т.Г. Сухова и др., 1969 г.
	-	-	-	-	Данные авторов; [60]; Н.М. Николаева и др., 1974 г.
	4,95	4,91	4,93	4,93	[60]
	7,45	6,59	5,87	5,27	

Хлоридные и гидроксохлоридные комплексы меди (I). Хлоридные и гидроксохлоридные комплексы одновалентной меди изучены более детально, чем другие соединения Cu (I). Анализ опубликованных данных по этому вопросу [8] позволил установить некоторые особенности комплексообразования меди в хлорсодержащих растворах, которые мы сейчас кратко обобщим.

В низкотемпературных (25 °С) кислых и нейтральных растворах в зависимости от концентрации хлор-иона преобладают хлоридные комплексы  $\text{CuCl}_2_{(р-р)}^-$  (при  $a_{\text{Cl}^-} > 10^{-3} m$ ),  $\text{CuCl}_3_{(р-р)}^{2-}$  ( $a_{\text{Cl}^-} > 10^{-0,3} m$ ) и  $\text{CuCl}_4_{(р-р)}^{3-}$  ( $a_{\text{Cl}^-} > 5 m$ ). При более низких содержаниях хлора преобладающей формой становится  $\text{Cu}_{(р-р)}^+$  (см. рис. 23). Опубликованное значение константы устойчивости комплекса  $\text{CuCl}_{(р-р)}^0$  (Арланд, Раусторн, 1970 г.) свидетельствует о его низкой прочности, что приводит к смещению равновесия вправо:



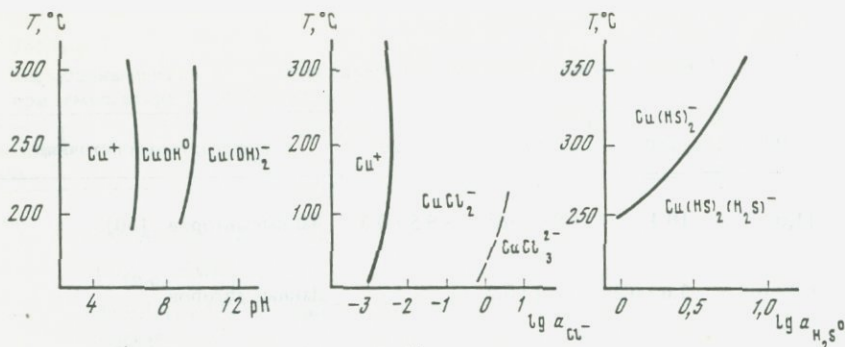


Рис. 23. Поля преобладания гидроксильных, хлоридных и сульфидных комплексов меди (I)

В слабощелочных и щелочных растворах с концентрацией хлора  $> 10^{-2} m$  образуются гидроксохлоридные комплексы:  $\text{CuOHCl}^-_{(\text{p-p})}$ ,  $\text{Cu(OH)}_2\text{Cl}^-_{(\text{p-p})}$  и  $\text{CuOHCl}_2^{2-}_{(\text{p-p})}$ .

С повышением температуры до  $100^\circ\text{C}$  в умеренно-кислых хлоридных растворах заметно возрастает устойчивость  $\text{CuCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  по отношению к форме  $\text{CuCl}_3^{2-}_{(\text{p-p})}$  (И.Н. Уткина и др., 1966 г.; Т.Г. Сухова и др., 1969 г.). В области низких концентраций хлора форма  $\text{CuCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  остается преобладающей по крайней мере до значения  $a_{\text{Cl}^-} = 10^{-2} m$  (минимальное из исследованных). Численные значения константы устойчивости  $\text{CuCl}_2^-_{(\text{p-p})}$ , полученные в приведенных работах, а также в работе Н.М. Николаевой и др. (1974 г.) (при  $T = 25 \div 150^\circ\text{C}$ ) различными методами (калориметрическим, потенциометрическим, методом растворимости), хорошо между собой согласуются. При более высоких температурах ( $200\text{--}350^\circ\text{C}$ ) поведение меди в хлоридных растворах изучено Крераром и Барнсом [132]. Измерив растворимость минеральных ассоциаций халькопирит–пирит–борнит и медь–халькозин в близнеутральных растворах с концентрацией  $\text{NaCl}$  от 0 до 10 моль/л, авторы путем математической обработки результатов определений суммарной меди как функции ряда переменных ( $\text{Cl}^-$ ;  $f_{\text{O}_2}$ ; pH) констатировали преобладание в интервале  $m_{\text{Cl}^-} = 10^{-2} \div 10$  комплекса  $\text{CuCl}^0_{(\text{p-p})}$ , что явно противоречит низкотемпературным данным. Для уточнения характера комплексобразования одновалентной меди в хлоридных растворах различной кислотности (от  $10^{-1} m \text{HCl}$  до  $10^{-3} m \text{NaOH}$ ) нами изучена растворимость  $\text{Cu}_{(\text{к})}$  и ассоциации  $\text{Cu}_{(\text{к})}\text{--CuCl}_{(\text{к})}$  при контролируемом окислительно-восстановительном потенциале при температурах  $300\text{--}350^\circ\text{C}$ . Полученные результаты показали, что в кислых и нейтральных растворах при  $a_{\text{Cl}^-} > 10^{-2} m$  в указанном температурном интервале преобладает комплекс  $\text{CuCl}_2^-_{(\text{p-p})}$ . Экстраполяция наших результатов на более низкие температуры показала неплохую сходимость с пересчитанными данными других авторов (см. табл. 7). Это позволило оценить устойчивость  $\text{CuCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  в температурном интервале  $25\text{--}350^\circ\text{C}$ .

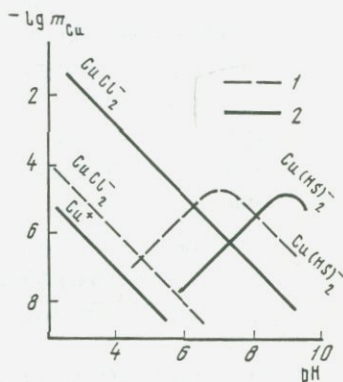
Данных по комплексам одновалентной меди с карбонатными, фторидными и другими ионами-комплексобразователями пока нет, так что их вклад в миграцию меди оценить не представляется возможным.

## Формы нахождения меди в гидротермальных растворах

На рис. 24 показана растворимость ассоциации халькопирит–пирит, рассчитанная по термодинамическим данным [60, 132] и константам равновесия реакций (см. табл. 7) как функция кислотности при температурах 200 и 350 °С, т.е. для крайних значений вероятного интервала температуры отложения халькопирита при формировании медно-молибденовых месторождений. Концентрации хлоридов и сероводорода и окислительно-восстановительные условия отвечают принятому нами ранее усредненному составу, оцененному на основании минералого-геохимических критериев.

Рис. 24. Растворимость ассоциации  $\text{CuFeS}_2\text{--FeS}_2$  при 200 (1) и 350 °С (2) в модельном гидротермальном растворе

$m\Sigma\text{KCl}(\text{NaCl}) = 1$ ,  $m\Sigma\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- = 10^{-2}$ ,  
 $\lg f_{\text{O}_2} = 0,5 (\lg f_{\text{O}_2, \text{Ni--NiO}} + \lg f_{\text{O}_2, \text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{O}_4})$



При таком составе раствора из всех обсуждавшихся выше растворимых форм меди наиболее значительными являются две: хлоридный комплекс  $\text{CuCl}_2^-(\text{p-p})$  и сульфидный  $\text{Cu}(\text{HS})_2^-(\text{p-p})$ . Хлоридная форма преобладает в слабокислых и нейтральных растворах, а поле преобладания сульфидного комплекса смещено в щелочную область. Ион  $\text{Cu}^+(\text{p-p})$  находится в растворе в существенно подчиненном количестве. Еще ниже растворимость ассоциации  $\text{CuFeS}_2(\kappa)\text{--FeS}_2(\kappa)$  с образованием других форм меди. Сопоставление растворимости меди при двух значениях температуры 200 и 350 °С показывает, что с ростом температуры заметно усиливается роль хлоридного комплекса — единственной формы, которая способна при заданном составе раствора обеспечить перенос меди в количествах, достаточных для образования рудных тел. При 350 °С, как следует из рис. 24, такой перенос возможен при  $\text{pH} \leq 4$ . В более щелочных растворах с исходным содержанием меди  $10^{-3} m$  ее осаждение должно было бы начаться при более высоких температурах.

Значение сульфидного комплекса в переносе меди становится соизмеримым с вкладом хлоридной формы только при снижении температуры до 200 °С, а концентрации меди до  $10^{-5} m$  либо при существенно более высоком, но маловероятном содержании сульфидной серы.

## Термодинамические свойства комплексов молибдена(VI)

Молибден относится к числу недостаточно изученных в термодинамическом отношении элементов. Известные нам немногочисленные данные по константам равновесия реакций растворения и комплексобразования

Таблица 8

Термодинамические константы равновесия реакций с участием молибдена(VI) при температурах 25–450°С (lg K°)

Номер п/п	Реакция	25	50	100	150	200
1	$\text{MoO}_2^+(\text{p-p}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) =$ $= \text{MoO}_2\text{OH}^+(\text{p-p}) + \text{H}^+(\text{p-p})$	-0,3±0,2	0,0	0,5	0,9	1,1±1
2	$\text{MoO}_2\text{OH}^+(\text{p-p}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) =$ $= \text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{p-p}) + \text{H}^+(\text{p-p})$	-1,1±0,5	-0,7	0,0	0,5	0,7±1
3	$\text{MoO}_2(\text{к}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}) +$ $+ \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = \text{MoO}_4^{2-}(\text{p-p}) + 2\text{H}^+(\text{p-p})$	11,9±0,3	10,3	7,2	4,2	1,4
4*	$\text{MoO}_2(\text{к}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}) +$ $+ \text{OH}^-(\text{p-p}) = \text{HMoO}_4^-(\text{p-p})$	30,24±0,4	28,82	26,28	24,06	22,06
5*	$\text{MoO}_2(\text{к}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}) +$ $+ \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = \text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{p-p})$	18,30±0,6	16,73	14,18	12,24	10,71
6*	$\text{MoO}_2(\text{к}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}) + \text{Na}^+(\text{p-p}) +$ $+ \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = \text{NaHMoO}_4^0(\text{p-p}) +$ $+ \text{H}^+(\text{p-p})$	-	-	-	-	-
7*	$\text{MoO}_2(\text{к}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}) + \text{K}^+(\text{p-p}) +$ $+ \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = \text{KHM oO}_4^0(\text{p-p}) + \text{H}^+(\text{p-p})$	-	-	-	-	-

\*При P ~ 500 бар

молибдена при повышенных температурах, которые могут представлять геохимический интерес, сведены в табл. 8. Рассмотрим относительную роль этих соединений в переносе молибдена.

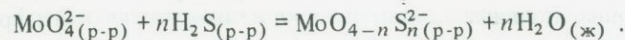
Из гидролизованных форм шестивалентного молибдена геологическое значение могут иметь только анионные формы (молибдат и бимолибдат —  $\text{MoO}_4^{2-}(\text{p-p})$  и  $\text{HMoO}_4^-(\text{p-p})$ ) и нейтральная молекула молибденовой кислоты  $\text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{p-p})$ . Эти частицы преобладают в широкой области кислотности растворов от умеренно-кислых (pH 1–2) до щелочных. Поля преобладания катионных комплексов  $\text{MoO}_2^+(\text{p-p})$  и  $\text{MoO}_2\text{OH}^+(\text{p-p})$  расположены в ультракислых растворах (pH < 1) и с ростом температуры, по приближенной оценке А.И. Тугаринова и др. (1973 г.), смещаются в еще более кислую область (рис. 25).

Устойчивость  $\text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{p-p})$  и  $\text{HMoO}_4^-(\text{p-p})$  при температурах до 450°С, P ~ 500 бар и  $\text{MoO}_4^{2-}(\text{p-p})$  (до 300°С) определена методом растворимости с использованием в качестве твердых фаз соответственно  $\text{MoO}_2(\text{к})$  и  $\text{CaMoO}_4(\text{к})$ . Из приведенных в табл. 8 данных видно, что при повышении температуры вплоть до 400°С молибден сохраняет кислотные свойства и даже в кислых растворах находится преимущественно в диссоциированном состоянии. При этом резко возрастает устойчивость иона  $\text{HMoO}_4^-(\text{p-p})$  за счет молибдат-иона  $\text{MoO}_4^{2-}(\text{p-p})$ , поле преобладания которого сдвигается в ще-

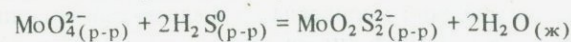
250	300	350	400	450	Литературный источник
-	-	-	-	-	А.И. Тугаринов и др., 1973 г.
-	-	-	-	-	То же
-1,2	-3,1±1,5	-	-	-	То же; [60]
20,21	18,55	16,80	15,34	13,88±0,3	Данные авторов; А.И. Тугаринов и др., 1973 г.
9,47	8,45	7,59	6,86	6,28±0,2	То же
-	9,3±0,5	7,5±0,3	5,8±0,3	4,3±0,3	Данные авторов
-	10,0±0,4	8,0±0,3	6,2±0,3	4,7±0,3	То же

лочную область (pH > 10 при T > 250°С). Лишь в надкритических кислых растворах (T > 400°С) начинают преобладать нейтральные молекулы  $\text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{p-p})$ . В работе по определению растворимости двуокиси молибдена было установлено также, что даже в очень восстановительных условиях ( $10^{-4}$  fO<sub>2</sub> Ni–NiO) гидролизованные формы шестивалентного молибдена существенно преобладают над аналогичными формами молибдена более низких валентностей и последние не могут участвовать в его переносе.

В сероводородных растворах шестивалентный молибден может образовывать тиомолибдатные комплексы  $\text{MoO}_2\text{S}_2^{2-}(\text{p-p})$ ;  $\text{MoOS}_3^{2-}(\text{p-p})$ ;  $\text{MoS}_4^{2-}(\text{p-p})$ , в которых атомы серы последовательно замещают атомы кислорода в молибдат-ионах:



При низких температурах тиомолибдатные комплексы отличаются высокой прочностью. Уже при содержании сульфидной серы выше  $10^{-3,5}$  м молибдатные формы уступают место тиомолибдатам. Однако с повышением температуры, как следует из ориентировочной оценки температурной зависимости константы равновесия реакции



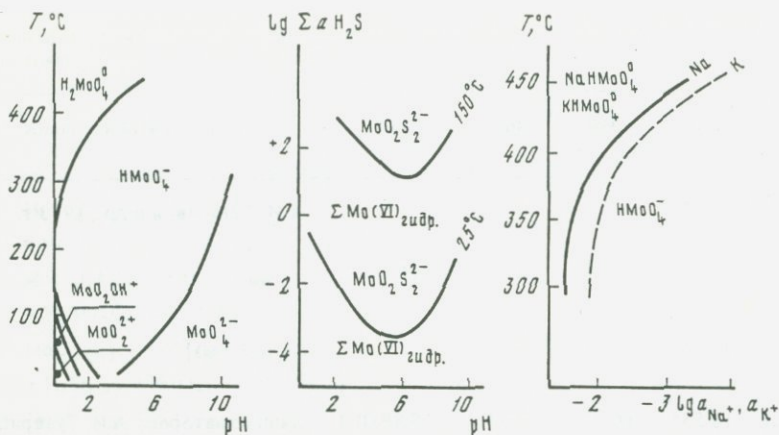


Рис. 25. Поля преобладания гидроксильных, тиомолибдатных и гидромолибдатных комплексов молибдена (VI)

(А.И. Тугаринов и др., 1973 г.), равновесное содержание сульфидной серы существенно возрастает. При  $150^{\circ}\text{C}$  его значение составляет более 1 моль кг  $\text{H}_2\text{O}$  (см. рис. 25). Если эта тенденция сохраняется при более высоких температурах, то для преобладания тиомолибдатных комплексов в гидротермальных растворах необходимы были бы нереально высокие содержания сероводорода. Снижение прочности тиомолибдатных комплексов при нагревании подтверждается и прямыми спектрофотометрическими исследованиями влияния температуры на устойчивость тиокомплексов молибдена в интервале  $25\text{--}250^{\circ}\text{C}$  (Г.Р. Колонин, Ю.В. Лаптев, 1975 г.). Этими исследователями спектрофотометрическим методом было установлено, что нагревание растворов ( $\Sigma C_{\text{Mo}} \sim 2 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ ,  $\Sigma C_{\text{S}} \sim 10^{-2} \text{ m}$ ) приводит к быстрому разрушению тиокомплексов и при  $200^{\circ}\text{C}$  основная часть молибдена находится в растворе в виде молибдатных форм, а при снижении температуры наблюдается обратный переход. Таким образом, можно сделать вывод о том, что сульфидные комплексы молибдена могли иметь лишь второстепенное значение в его переносе.

**Хлоридные комплексы.** Учитывая постоянное присутствие в гидротермальных растворах высоких концентраций хлоридов щелочных металлов, возникает вопрос, каково влияние этих компонентов на поведение молибдена в растворах? В отличие от целого ряда таких тяжелых металлов, как Pb, Zn, Cu, Ag, Fe и др., которые образуют прочные хлоридные комплексы, подобные комплексы для молибдена не характерны. Имеющиеся в литературе экспериментальные данные по хлоридным комплексам при низких температурах свидетельствуют об устойчивости хлоридных комплексов в сильноокислых средах, что, очевидно, является отражением кислотных свойств самого молибдена. Маловероятно, чтобы хлоридные комплексы играли заметную роль и при высоких температурах, поскольку с повышением температуры кислотные свойства молибдена сохраняются. Вместе с тем с учетом именно этого обстоятельства можно предполагать образование комплексных соединений молибдена со щелочными металлами, подобных, например, карбонатным и гидрокарбонатным комплексам

Na и K. Полученные нами экспериментальные данные по растворимости двуокиси молибдена  $\text{MoO}_2(\kappa)$  в хлоридных растворах Na и K (0,1–1,0 *m*) различной кислотности ( $10^{-2}$  *m* HCl– $10^{-4}$  *m* NaOH) в контролируемых окислительно-восстановительных условиях при температурах 300–450°C и *P* ~ 500 бар позволили выявить следующие особенности поведения молибдена в растворах.

1. Растворимость  $\text{MoO}_2(\kappa)$  в растворах хлоридов щелочей значительно выше, чем в аналогичных растворах (по кислотности и окислительно-восстановительным условиям), не содержащих хлоридов Na и K, причем с ростом температуры и содержания хлоридов эта разница возрастает (при 300°C примерно на порядок, а при 450°C в одномолярном хлориде на два порядка).

2. С увеличением кислотности при постоянстве других параметров (*T* · *m* K(Na)Cl;  $f_{\text{O}_2}$ ) происходит пропорциональное уменьшение растворимости.

3. Растворимость в растворах KCl в 2–3 раза выше, чем в NaCl.

4. Вариации окислительно-восстановительных условий (до  $10^{-4}$   $f_{\text{O}_2}$  Ni–NiO) свидетельствуют о преобладании в растворах соединений шестивалентного молибдена.

Заметное увеличение растворимости может объясняться двумя факторами (а также их суммарным эффектом): 1) комплексобразованием молибдена с хлоридами щелочей и 2) возрастанием общей минерализации, т.е. увеличением ионной силы растворов. Как показали расчеты, несмотря на известную неопределенность коэффициентов активности компонентов, особенно в надкритических растворах, влияние второго фактора не должно было проявиться в такой степени. Расчетное увеличение растворимости в одномолярных растворах составляет 0,5–1 порядок концентраций при изменении температуры от 300 до 450°C. Наблюдаемая более высокая растворимость, по-видимому, связана с присутствием других комплексных соединений молибдена. Характер полученных зависимостей растворимости от состава растворов с формальной точки зрения может быть интерпретирован образованием комплексов одного из трех типов:  $\text{KHM oO}_4^0 - \text{NaHM oO}_4^0(\text{p-p})$ ,  $\text{HM oO}_4\text{KNaCl}^- - \text{HM oO}_4\text{NaCl}^-(\text{p-p})$ ,  $\text{HM oO}_4\text{Cl}^{2-}(\text{p-p})$ . Наиболее вероятно образование комплексов гидромolibдатов щелочей, что согласуется с общей тенденцией образования многими элементами прочных комплексов – нейтральных ассоциатов – при повышении температуры. Выполненные расчеты показали также, что данные по растворимости лучше взаимосогласуются, если растворение происходит с образованием  $\text{KHM oO}_4^0(\text{p-p})$  и  $\text{NaHM oO}_4^0(\text{p-p})$ . Оцененные константы равновесия реакций растворения  $\text{MoO}_2(\kappa)$  с образованием названных форм приведены выше (см. табл. 8).

Кроме рассмотренных комплексных соединений, в качестве возможных форм переноса молибдена ранее были предложены и другие соединения – фторидные, кремнемолибденовые и некоторые другие комплексы. Однако недостаточная изученность этих соединений и отсутствие надежных данных по их устойчивости не только при повышенных, но и при низких температурах не позволяют в настоящее время судить об участии таких соединений в переносе молибдена гидротермальными растворами.

## Формы нахождения молибдена в гидротермальных растворах

Для оценки транспортирующей способности рассмотренных комплексных соединений молибдена рассчитана растворимость молибденита при температурах 300 и 450 °С,  $P \sim 500$  бар (рис. 26). При расчете использованы термодинамические характеристики  $\text{MoS}_2(\text{к})$  и  $\text{H}_2\text{S}(\text{р-р})$  ([60]; Тугаринов и др., 1973 г.) и данные по константам равновесия реакций с участием растворенных форм молибдена (см. табл. 8). Модельный раствор содержит 1 *m* хлоридов натрия и калия,  $10^{-2}$  *m* сульфидной серы; летучесть кислорода отвечает среднему значению интервала  $f_{\text{O}_2, \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3} - f_{\text{O}_2, \text{Ni-NiO}}$  при каждой температуре.

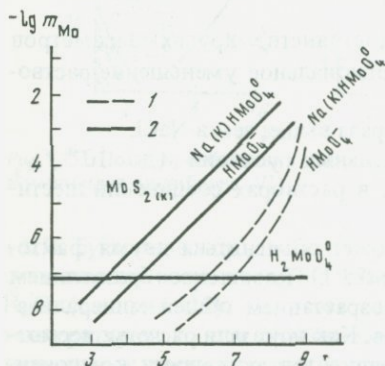


Рис. 26. Растворимость  $\text{MoS}_2$  при 300 (1) и 450 °С (2) в модельном гидротермальном растворе

$m_{\Sigma \text{KCl}(\text{NaCl})} = 1$ ;  $m_{\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-} = 10^{-2}$ ;  $\lg f_{\text{O}_2} = 0,5 (\lg f_{\text{O}_2, \text{Ni-NiO}} + \lg f_{\text{O}_2, \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3})$

Как видно из диаграммы (см. рис. 26), ведущая роль в переносе молибдена принадлежит гидромолибдатным комплексам натрия и калия —  $\text{NaHMoO}_4^0(\text{р-р})$  и  $\text{KHMoO}_4^0(\text{р-р})$ . Их концентрация примерно на порядок превышает равновесную с молибденитом концентрацию гидроксокомплекса  $\text{HMoO}_4^-(\text{р-р})$  — второй важной для переноса формы молибдена. Нейтральный гидроксокомплекс  $\text{H}_2\text{MoO}_4^0(\text{р-р})$  реального участия в переносе не принимает. Это же относится и ко всем остальным, охарактеризованным выше комплексным соединениям молибдена.

Наиболее благоприятными для переноса молибдена в виде как гидромолибдатов щелочей, так и аниона  $\text{HMoO}_4^-(\text{р-р})$  являются растворы с повышенной щелочностью. Однако при высоких температурах ( $\geq 450^\circ\text{C}$ ) даже в нейтральном в отношении pH флюиде в равновесии с молибденитом будет содержаться количество молибдена в виде (K, Na)  $\text{HMoO}_4^0(\text{р-р})$ , достаточное для рудообразования. В растворах с невысокими концентрациями хлоридов щелочей может возрастать относительная роль комплекса  $\text{HMoO}_4^-(\text{р-р})$ .

## Совместная миграция молибдена и меди

Проведенный термодинамический анализ поведения меди и молибдена в водных растворах, которые по своим физико-химическим параметрам близки к гидротермальным растворам, формирующим медно-молибденовую минерализацию на месторождениях порфирирового типа, показал, что растворы с такими характеристиками способны обеспечить

одновременный перенос рассматриваемых металлов в количествах, достаточных для образования рудных тел. Сопоставление имеющихся данных по устойчивости различных форм меди и молибдена свидетельствует, что в растворах доминировали хлоридные комплексы одновалентной меди и щелочно-молибдатные комплексы шестивалентного молибдена. Общим и, по-видимому, главным фактором осаждения меди и молибдена из растворов было снижение температуры. Относительно более низкая растворимость молибденита должна была приводить, как правило, к последовательному осаждению вначале основной массы именно молибдена, а затем меди. Вариации температурных интервалов продуктивных стадий для разных представителей медно-молибденового типа месторождений, вероятно, связаны с некоторыми колебаниями состава гидротерм и исходного содержания в них рудных компонентов (а также их соотношения). Кроме температурного фактора, заметное влияние на устойчивость в растворах меди и молибдена могли оказывать изменения и других параметров. Так, подкисление высокотемпературных растворов при снижении температуры должно было способствовать более резкому осаждению молибденита и одновременно препятствовать активной кристаллизации халькопирита, что могло явиться дополнительной причиной "фракционирования" этих минералов. Определенный вклад могли вносить также направленные изменения содержаний в растворах хлоридов щелочей и сульфидной серы, а также окислительно-восстановительного потенциала. Однако отсутствие надежной информации об изменениях этих параметров в ходе гидротермального процесса не позволяет в настоящее время сделать однозначные выводы о значении этих факторов.

## ЗОЛОТО И СЕРЕБРО

### Физико-химические параметры переноса золота и серебра

По мнению большинства исследователей основная часть гидротермальных процессов на золотых и золото-серебряных месторождениях укладывается в температурный интервал 350–100 °С при давлении 100–500 бар в месторождениях близповерхностного типа и до 1000–1500 бар в средне-глубинных и глубинных месторождениях.

Концентрация хлоридов ( $\Sigma \text{Cl}_{(p-p)}$ ), судя по известным анализам газовой-жидких включений на ряде вулканогенных золоторудных месторождений, колеблется в пределах 0,2–2,5 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ . На Кочбулакском месторождении, являющемся типичным представителем мало-глубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений, В.Б. Наумовым и В.А. Коваленкером криометрическим методом обнаружены в жильных и рудных минералах две группы газовой-жидких включений, связанные с разными стадиями рудообразования. В раннюю стадию убогосульфидной золотой минерализации концентрация хлоридов составляла 0,2–1 м и повышалась в главную стадию образования золото-серебро-сульфидных руд до 1,5–6 м.

Концентрация сульфидной серы ( $\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}_{(p-p)}^-$ ) в гидротермальных растворах обычно оценивается как  $10^{-5}$ – $10^{-1}$  м. Н.Н. Колпаковой в газо-

во-жидких включениях на нескольких золото-серебряных месторождениях потенциометрическим методом определено содержание сульфидной серы в пределах от  $10^{-6}$  до  $10^{-2} m$ . На месторождении Кочбулак Л.П. Носик (ИГЕМ АН СССР) установил масс-спектрометрическим методом концентрацию сероводорода ( $\Sigma H_2S + HS_{(p-p)}$ ) порядка  $(1-7) \cdot 10^{-2} m$  (около 10 определений). Это неплохо согласуется с результатами газовой хроматографического анализа, выполненного на том же месторождении Д.Н. Хитаровым (ВИМС), —  $5 \cdot 10^{-2} - 3 \cdot 10^{-1} m$  (8 определений).

Концентрация углекислоты, согласно сводке Барнса [4], колеблется от  $10^{-3.4}$  до  $1 m$ . В рудоносных растворах месторождения Кочбулак, по данным анализа водных вытяжек, выполненного Д.Н. Хитаровым (8 определений), углекислота содержится в концентрациях 0,3–1  $m$ .

Величина pH рудообразующих растворов по единодушному мнению многих исследователей попадает в диапазон, немного отличающийся от нейтральной точки воды (не более чем на 1–2 единицы pH). Пределы окислительно-восстановительного потенциала можно наметить ориентировочно. Нижняя граница определяется равновесием пирит–пирротин (при соответствующем содержании сульфидной серы) или тройной точкой пирит–пирротин–магнетит, так как в целом пирротин для золоторудных месторождений не характерен. Верхний предел летучести кислорода ограничен равновесиями магнетит–гематит, пирит–гематит (гематит в рудных парагенезисах обычно отсутствует), а также реакцией борнит + пирит = халькопирит, поскольку халькопирит типичен для золоторудных сульфидных парагенезисов. Указанный интервал возможной летучести кислорода  $f_{O_2}$  характерен вообще для гидротермальных месторождений [4]. В этот же диапазон попадают значения  $f_{O_2}$ , рассчитанные по составу газов, непосредственно проанализированных в областях проявления современных геотерм (Д'Аморэ, Джанелло, 1984 г.). Намеченному уровню окислительно-восстановительного потенциала примерно отвечает летучесть кислорода, соответствующая твердофазовому буферу Ni–NiO, что удобно использовать в дальнейших наших расчетах.

Концентрация золота в газовой-жидких включениях, по данным [2], колеблется от  $10^{-4}$  до  $n \cdot 10^{-6}$  моль/кг  $H_2O$  (при содержании  $1 m$  NaCl и  $10^{-2} - 10^{-5} m$  сульфидной серы и температуре гомогенизации 270–320 °C); концентрация серебра составляет  $5 \cdot 10^{-3} - 10^{-4} m$ , закономерно уменьшаясь с падением температуры от 360 до 160 °C в ходе гидротермального процесса.

Исходя из геологической информации о параметрах рудообразования, целесообразно рассмотреть физико-химические особенности переноса золота и серебра в интервале 150–350 °C и при давлении до 500 бар модельным гидротермальным раствором, содержащим  $2 m$  NaCl и  $10^{-2} m$  сульфидной серы. При этом можно предположить, что окислительный потенциал при всех температурах соответствует значениям буфера Ni–NiO, pH рудообразующих растворов немногим отличается от нейтральной точки воды (не более 2 единиц), а концентрации, необходимые для образования руд, составляют  $10^{-4} - 10^{-6} m$  Au и  $10^{-3} - 10^{-5} m$  Ag.

Указанные параметры, установленные на основании изучения минеральных парагенезисов и газовой-жидких включений в минералах золоторуд-

ных месторождений, характеризуют, собственно, не область переноса рудного компонента, а, скорее, условия его отложения. Поэтому представляется интересным оценить потенциальную возможность переноса золота флюидом того же принятого нами состава, но при более высокой температуре, например при 450 °С.

### Термодинамические свойства комплексов золота(I) при повышенных температурах

В настоящее время можно считать установленным, что в широком интервале возможных физико-химических параметров гидротермального процесса перенос золота осуществляется в форме соединений исключительно одновалентного золота Au(I). Комплексы трехвалентного золота при повышенных температурах в миграции золота практически не участвуют. Этот вывод был аргументирован Б.И. Пещевицким и др., а также Хелгесоном и Гаррелсом еще в 60-х годах и затем подтвержден многими другими авторами. Нами (Н.Н. Баранова, А.В. Зотов и др., 1983 г.), в частности, было показано, что при 450 °С растворение золота в воде происходит с образованием гидросококомплексов одновалентного золота  $\text{AuOH}_{(p-p)}^0$  в очень широком диапазоне  $f_{\text{O}_2}$  — от сильно восстановительных условий ( $\lg f_{\text{O}_2} = -27 \div 29$ ) до среды, соответствующей воздушной атмосфере.

Вместе с тем термодинамические свойства комплексных соединений золота в водных растворах, особенно при повышенных температурах, изучены крайне слабо. При достаточно большом количестве расчетных построений прямое экспериментальное исследование устойчивости комплексов золота было выполнено лишь для немногих соединений и в узком температурном интервале. К таким работам прежде всего нужно отнести изучение сульфидных комплексов  $\text{Au}(\text{HS})_{2(p-p)}^-$  и  $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}_{(p-p)}^{2-}$  при 175–250 °С Сьюардом и хлоридного комплекса  $\text{AuCl}_{2(p-p)}^-$  в интервале 25–80 °С Н.М. Николаевой.

В последние годы были опубликованы три большие обзорные работы (Ф.А. Летникова и Н.В. Вилора; Н.Н. Барановой и Б.Н. Рыженко; В.И. Белеванцева, Г.Р. Колонина и др.) по термодинамическим расчетам с использованием ЭВМ форм нахождения золота в гидротермальных растворах. Авторы единодушно приходят к мнению, что первостепенное значение в гидротермальном переносе золота имеют его гидросульфидные комплексы. Однако ограниченность экспериментального материала, лежащего в основе этих теоретических построений, придает им гипотетический характер. Полученные нами совместно с Н.Н. Барановой (ГЕОХИ АН СССР) новые экспериментальные данные, большей частью еще сугубо предварительные, позволяют критически рассмотреть проблему переноса золота гидротермами.

Рассмотрим термодинамические свойства наиболее вероятных форм нахождения золота (I) в водных растворах.

Гидросококомплекс  $\text{AuOH}_{(p-p)}^0$  изучен нами в соавторстве с Н.Н. Барановой и др. (1983 г., 1985 г.). Установлено, что при растворении золота при температуре от 300 до 500 °С, давлении 500–1500 бар и задаваемой в широком диапазоне летучести кислорода происходит образование указанного нейтрального комплекса. По этим данным рассчитаны термо-

Таблица 9

Термодинамические константы равновесия некоторых реакций  
растворения золота при температурах 200–500 °С (lg K°)

Но- мер п/п	Реакция	200	250	300	350	400	450	500
1	$\text{Au}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + 0,5\text{NiO}_{(к)} = \text{AuOH}_{(p-p)}^0 + 0,5\text{Ni}_{(к)}$	(-11,4)*	(-9,9)	-8,8	-8,4	-8,0	-7,7	-7,6
2	$\text{Au}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + 0,5\text{NiO}_{(к)} + \text{Cl}_{(p-p)}^- = \text{AuOHCl}_{(p-p)} + 0,5\text{Ni}_{(к)}$						<6,5	
3	$\text{Au}_{(к)} + 0,5\text{NiO}_{(к)} + 2\text{Cl}_{(p-p)}^- + \text{H}_{(p-p)}^+ = \text{AuCl}_2_{(p-p)} + 0,5\text{Ni}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)}$	(-4,7)	(-3,0)	(-1,6)	(-0,6)	(0,3)	0,8	(1,0)
4	$\text{Au}_{(к)} + \text{H}_2\text{S}_{(p-p)} + \text{HS}_{(p-p)}^- + 0,5\text{NiO}_{(к)} = \text{Au}(\text{HS})_2_{(p-p)}^- + 0,5\text{Ni}_{(к)} + 0,5\text{H}_2\text{O}_{(ж)}$	-0,49	-0,63	(-0,7)	(-0,8)		(-1,0)	
5	$2\text{Au}_{(к)} + \text{H}_2\text{S}_{(p-p)} + 2\text{HS}_{(p-p)}^- + \text{NiO}_{(к)} = \text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}_{(p-p)}^{2-} + \text{Ni}_{(к)} + \text{H}_2\text{O}_{(ж)}$	-0,83	-1,43	(-2,0)	(-2,5)		(-3,2)	

\* В скобках значения констант, полученные экстраполяцией.

динамические константы равновесия реакции его образования в присутствии буфера Ni–NiO (табл. 9). Экстраполяция рассчитанных констант к температуре 750 °С (рис. 27) дает достаточно хорошее согласие (в пределах одного порядка) с величиной константы, подсчитанной по экспериментальным данным И.Д. Рябчикова и Г.П. Орловой, растворявшими золото в водном растворе, равновесном с гранитным расплавом при 1,5 кбар и буфере Ni–NiO. Вместе с тем наблюдается очень большое расхождение – более 5 порядков при 300 °С – между полученными экспериментальными значениями и вычисленными, по данным Н.Н. Барановой и Б.Н. Рыженко, полученным приближенными методами.

Гидросульфидные комплексы золота при повышенной температуре (175–250 °С) изучены Сьюардом, установившим существование двух комплексов вида  $\text{Au}(\text{HS})_2_{(p-p)}^-$  и  $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}_{(p-p)}^{2-}$ . В табл. 9 приведены константы равновесия реакций с участием этих комплексов, линейно экстраполированные (см. рис. 27) на более высокие температуры. Однако следует отметить, что высказывались существенно иные представления о составе и устойчивости сульфидных комплексов. В.И. Белевандев и Г.Р. Колонин и др. на основании критического анализа работы Сьюарда, собственных результатов по растворимости  $\text{Au}_2\text{S}_{(к)}$  при комнатной температуре и данных сравнительного анализа предлагают свою схему ком-

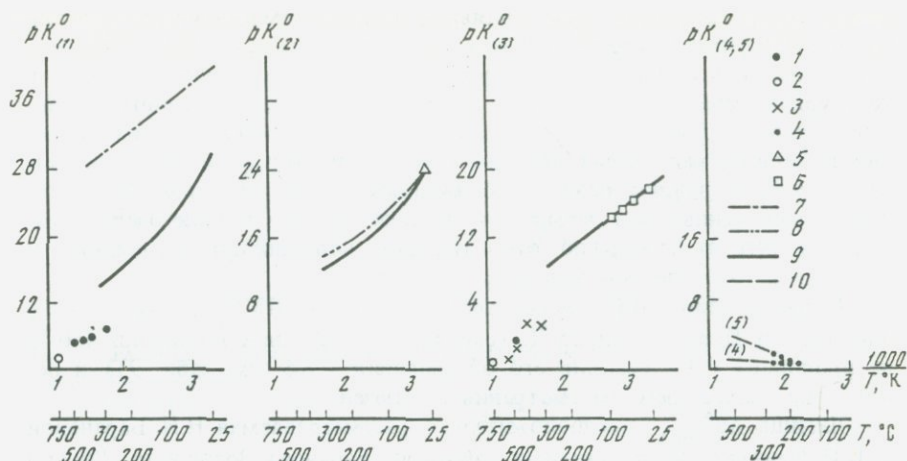


Рис. 27. Зависимость  $pK^0$  реакций растворения золота от температуры по различным данным (реакции 1–5 см. табл. 9)

1 — настоящая работа (см. гл. IV); 2 — Г.П. Орлова и др., 1983 г.; 3 — Р. Хенли, 1973 г.; 4 — Т. Сьюард, 1973 г.; 5 — М. Гаде, Дж. Пурадье, 1972 г.; 6 — Н.М. Николаева и др., 1972 г.; 7 — Ф.А. Летников, Н.В. Вилор, 1981 г.; 8 — В.И. Белеванцев, Г.Р. Колонин, 1982 г.; 9 — Н.Н. Баранова, Б.Н. Рыженко, 1981 г.; 10 — экстраполяция данных, Т. Сьюард, 1973 г.

плексообразования. При этом они приводят очень высокие значения константы равновесия реакции образования комплекса  $Au(H_2O)S^-(p-p)$ , правда, оговариваясь, что эти значения зависят от принятой величины  $K''_{H_2S}$  и могут быть завышенными из-за этого примерно на три порядка. Существующие расхождения в значениях констант устойчивости сульфидных комплексов не дают возможности достаточно надежно оценить растворимость золота в сульфидных растворах.

Хлоридный комплекс  $AuCl_2^-(p-p)$  исследован Н.М. Николаевой при 25–80 °С. Нами, совместно с Н.Н. Барановой, на основании предварительных экспериментальных данных по растворимости золота при 450 °С и 500 бар в растворах  $HCl$  (0,0006–0,6*m*) +  $KCl$  (0,0–3,0*m*) при заданной летучести кислорода ( $\lg f_{O_2} \approx -28$ ) предполагается широкое развитие этого комплекса при повышенных температурах. Заключение о его стехиометрии сделано на основании установленных зависимостей растворимости золота от кислотности раствора и содержания  $Cl^-$ . По-видимому, этот же комплекс, судя по изменению величины растворимости  $Au$  в зависимости от концентрации  $NaCl$  ( $KCl$ ), преобладает в опытах И.Д. Рябчикова и Г.П. Орловой при 750 °С, 1,5 кбар, буфере  $Ni-NiO$  и в равновесии с гранитным расплавом при концентрации  $HCl$  в растворе около 0,01*m*. В близких к нашим условиям (300–500 °С, 1–2 кбар, гематит-магнетитовый и кварц-мусковит-калиевополевошатовый буферы, 0,5–2*M*  $KCl$ ) проведены эксперименты по растворимости золота Р. Хенли. Результаты этих опытов, отличающиеся, правда, очень плохой воспроизводимостью, также могут быть интерпретированы на основе комплекса  $AuCl_2^-$ . Рассчитанные по указанным данным значения констант образования комплекса  $AuCl_2^-$  при 300–750 °С сравнительно хорошо согласуются

между собой, но плохо сопоставляются с низкотемпературными потенциометрическими измерениями (см. рис. 27). Учитывая разброс полученных значений константы, мы их усреднили, ориентировочно наметив температурную зависимость (см. табл. 9). Несмотря на приближенный характер расчета (в пределах порядка), важно, что полученные новые значения константы равновесия реакции образования  $\text{AuCl}_2^-$  сильно отличаются от существовавших ранее приближенных оценок на основе низкотемпературных данных (на четыре-пять порядков). Это в свою очередь может повлиять на выводы об относительной устойчивости хлоридных и сульфидных комплексов золота.

Гидроксохлоридный смешанный комплекс  $\text{AuOHCl}_{(p-p)}^-$ , установленный Гадэ и Пурадье при  $25^\circ\text{C}$  (см. рис. 27), в наших опытах при  $450^\circ\text{C}$  не проявился ( $\text{pK}^0$  реакции его образования  $> 6,5$  (см. табл. 9)) и поэтому из дальнейшего рассмотрения исключен.

Частица  $\text{Au}_{(p-p)}^0$ , предположительно рассматриваемая Н.Н. Барановой и Б.Н. Рыженко, последующими работами (Баранова, Зотов и др., 1983 г.) не подтвердилась и нами не учитывается.

Ряд других комплексов (фторидных, карбонатных и гидрокарбонатных, сульфатных, сульфитных, тиосульфатных, аммиачных), судя по литературным данным, ощутимого вклада в перенос золота не вносят.

Следует оговориться, что в настоящей работе мы сопоставляем результаты опытов, выполненных при разном давлении (от 500 до 1500 бар). Обоснованием такого подхода может служить то обстоятельство, что при изучении равновесия с участием  $\text{AuOH}^0$  резко выраженной зависимости константы равновесия от давления обнаружить нам не удалось. Поэтому на данном этапе исследования, когда расхождения в оценке констант достигают нескольких порядков, такое сопоставление вполне правомочно.

### Формы нахождения золота в гидротермальных растворах

По приведенным термодинамическим данным (см. табл. 9) рассчитана растворимость золота при 250, 350 и  $450^\circ\text{C}$  и давлении 500 бар в модельном флюиде, содержащем  $2m$   $\text{NaCl}$ ,  $10^{-2}$  сульфидной серы ( $\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$ ) и равновесном с буфером  $\text{Ni-NiO}$ . Растворимость золота дана как функция  $\text{pH}$  (рис. 28). Из диаграмм следует, что в таком растворе концентрация золота в виде гидроксокомплекса ничтожна по сравнению с другими комплексами. Реальными формами переноса золота могут быть либо хлоридный комплекс  $\text{AuCl}_2^-$ , либо гидросульфидный комплекс  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ . Первый из них преобладает в кислой области диаграммы ( $\text{pH} < 4 \div 6$ ), причем его роль возрастает с увеличением температуры.

По-видимому, при температуре  $350-450^\circ\text{C}$  наиболее вероятной формой нахождения золота в растворе является хлоридный комплекс  $\text{AuCl}_2^-$ , обеспечивающий перенос золота в концентрациях  $10^{-5} - 10^{-6}m$ . Гидросульфидные формы имеют подчиненное значение. Однако с понижением температуры их относительная устойчивость увеличивается (рис. 29) и к  $250^\circ\text{C}$  поле преобладания  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  смещается в область таких значений  $\text{pH}$  и концентрации сульфидной серы, которые могут рассматриваться как вероятные параметры рудоносных растворов.

Отдавая себе отчет в явно недостаточной изученности термодинамики

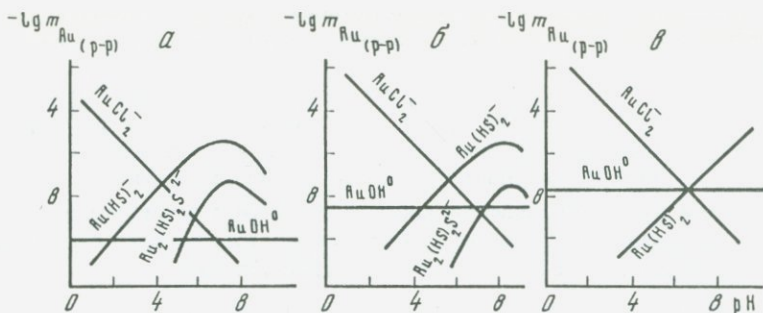


Рис. 28. Растворимость золота в зависимости от pH при 250 (а), 350 (б) и 450 °С (в) в модельном флюиде

$m\Sigma\text{NaCl}(\text{KCl}) = 2; m\Sigma\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- = 10^{-2}; f_{\text{O}_2}, \text{Ni}-\text{NiO}$

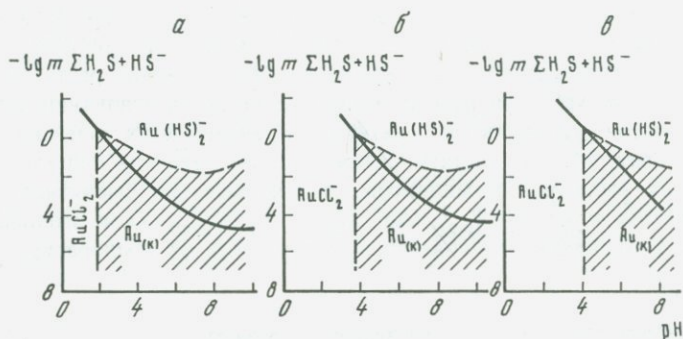


Рис. 29. Поля преобладания хлоридного и гидросульфидного комплексов золота (I) при 250 (а), 350 (б) и 450 °С (в) в модельном флюиде

$m\Sigma\text{NaCl}(\text{KCl}) = 2; m\Sigma\text{Au} = 10^{-5}; f_{\text{O}_2}, \text{Ni}-\text{NiO}$

комплексных соединений золота и в приближенном характере оценок как термодинамических констант, так и параметров гидротермальных растворов, попробуем обобщить полученные результаты.

При температурах выше 350 °С основной формой миграции золота, скорее всего, является хлоридный комплекс  $\text{AuCl}_2^-$ . В этом случае снижение температуры и кислотности резко уменьшает растворимость золота и может привести к его кристаллизации. На температурном рубеже порядка 250 °С золото, прежде находящееся в форме  $\text{AuCl}_2^-$ , либо осаждается из раствора, либо переходит в другие, по-видимому, гидросульфидные комплексы. Последние, наверное, являются главными формами нахождения золота в условиях, характеризующих основные продуктивные стадии золотого оруденения. В соответствии со сменой форм нахождения могут проявляться процессы переотложения золота, характерные для многих золоторудных месторождений. При гидросульфидной форме переноса золота в растворах его кристаллизация также в первую очередь будет вызываться уменьшением температуры. Другой причиной осаждения могло бы быть увеличение кислотности, но это, вероятно, не характерно для

гидротермальных растворов в стадию рудоотложения. И наконец, третья возможная причина — потеря системой сероводорода за счет дегазации.

Кроме гидросульфидных комплексов при сравнительно низкой температуре (< 250 °C) существенную роль могут, по-видимому, играть практически неизученные теллуридные комплексы золота, а также смешанные гетерополиядерные сульфидные комплексы золота с мышьяком и сурьмой.

При любой форме нахождения золота в растворе возможным фактором его кристаллизации будет также любой процесс, изменяющий окислитель-но-восстановительные условия в сторону восстановления.

### Термодинамические свойства комплексов серебра

К настоящему времени экспериментально изучено комплексообразование серебра с наиболее важными лигандами, в первую очередь с  $\text{Cl}^-$ ;  $\text{H}_2\text{S}$  +  $\text{HS}^-$ ;  $\text{OH}^-$ ;  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Хлоридные комплексы исследованы наиболее детально, в широком интервале температур (15–350 °C), концентраций  $\Sigma\text{Cl}_{(\text{p-p})}$  (до 4M) и ионных сил (до 5). Нами проведено исследование растворимости  $\text{AgCl}_{(\text{к})}$  в 0–3 m NaCl при разных ионных силах, и на основании полученных результатов осуществлен критический анализ всех имеющихся на сегодня данных. Можно считать надежно установленным существование в хлоридных растворах комплексов, последовательно сменяющих друг друга с ростом  $m_{\text{Cl}^-}$ :  $\text{AgCl}_{(\text{p-p})}^0$ ,  $\text{AgCl}_2^-$ ,  $\text{AgCl}_3^{2-}$ . Относительная устойчивость комплексов изменяется в зависимости от температуры, и на-

чиная с 200 °C и выше в широком диапазоне концентраций  $\text{Cl}^-$  ( $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^0 m$ ), доминирует  $\text{AgCl}_2^-$ . Участие  $\text{AgCl}_{(\text{p-p})}^0$ , также как и иона  $\text{Ag}_{(\text{p-p})}^+$  в переносе серебра, практически незначимо.  $\text{AgCl}_3^{2-}$  в заметных количествах может присутствовать лишь в термальных рассолах, особенно при температурах ниже 200 °C. Определенные нами термодинамические свойства хлоридных комплексов (и иона) серебра приводятся в табл. 10.

Гидроксохлоридный комплекс  $\text{AgClOH}_{(\text{p-p})}^-$  установлен нами методом растворимости при 200–300 °C и тем же методом Пурядье и Гадэ при 25 °C. Мы изучили растворимость  $\text{AgCl}_{(\text{к})}$  в растворах NaCl (0,2 ÷ 0,5 m) + NaOH (0 ÷ 0,3 m) +  $\text{NaClO}_4$  при постоянных ионных силах и определили термодинамическую константу равновесия реакции  $\text{AgCl}_{(\text{к})} + \text{OH}_{(\text{p-p})}^- = \text{AgClOH}_{(\text{p-p})}^-$  при 200, 250 и 300 °C и ее температурную зависимость в интервале 25–300 °C, на основании чего рассчитали термодинамические свойства  $\text{AgClOH}_{(\text{p-p})}^-$  (см. табл. 10).

Гидроксохлоридный комплекс  $\text{AgCl}_2\text{OH}_{(\text{p-p})}^{2-}$  установлен нами спектрофотометрическим методом при исследовании растворов с ионной силой 2,5 и 3, содержащих  $(2-4) \cdot 10^{-5} m \text{AgClO}_4$ , 0,5–1 m NaCl, 0–2 m NaOH, 0–2 m  $\text{NaClO}_4$ . Определена термодинамическая константа равновесия реакции  $\text{AgCl}_3^{2-} + \text{OH}_{(\text{p-p})}^- = \text{AgCl}_2\text{OH}_{(\text{p-p})}^{2-} + \text{Cl}_{(\text{p-p})}^-$  и вычислены термодинамические свойства  $\text{AgCl}_2\text{OH}_{(\text{p-p})}^{2-}$ .

Гидроксокомплексы  $\text{AgOH}_{(\text{p-p})}^0$  и  $\text{Ag}(\text{OH})_2^-$  образуются в щелочных растворах в результате гидролиза иона  $\text{Ag}^+$  (I). Вл.К. Козлов [38] исследовал растворимость  $\text{Ag}_2\text{O}_{(\text{к})}$  в растворах различной щелочности и определил константы равновесия реакции образования  $\text{AgOH}_{(\text{p-p})}^0$  и  $\text{Ag}(\text{OH})_2^-$  при 25,60 и 90 °C. По предложенным им уравнениям тем-

Таблица 10

Термодинамические характеристики соединений серебра в водных растворах

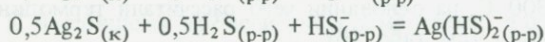
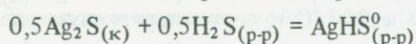
Частица	$\Delta H_f^0$ (298,15), кДж/моль	$S_{298,15}^0$ , Дж/моль · град	$\Delta G_f^0$ , кДж/моль	
			25 °C	50 °C
$\text{Ag}^+$	105,58	72,89	77,11	74,70
$\text{AgCl}^0$	-79	134	-72,83	-72,33
$\text{AgCl}_2^-$	-249,0	217	-215,15	-212,17
$\text{AgCl}_3^{2-}$	-432	220	-345,75	-338,3
$\text{AgHS}^0$	-	-	1,85	3,86
$\text{Ag}(\text{HS})_2^-$	-	-	3,61	4,82
$\text{Ag}(\text{OH})^0$	-	-	-93,62	-88,4
$\text{Ag}(\text{OH})_2^-$	-	-	-259,01	-249,1
$\text{AgClOH}^-$	-300,4	175	-237,0	-231,6
$\text{AgCl}_2\text{OH}^{2-}$	-484,6	216	-368,6	-358,6
$\text{AgCO}_3^-$	-	-	-465,0	-455,3
$\text{Ag}(\text{CO}_3)_2^{3-}$	-	-	-991,0	-966,5
$\text{AgCO}_3\text{OH}^{2-}$	-	-	-628,5	-

	$\Delta G_f^0$ , кДж/моль					
	100 °C	150 °C	200 °C	250 °C	300 °C	350 °C
	69,71	64,34	58,51	52,14	45,20	37,66
	-71,2	-70,0	-68,5	-66,9	-65,1	-63,0
	-205,56	-198,1	-189,7	-179,9	-168,1	-153,7
	-321,9	-303,8	-283,5	-260	-233	-200
	7,6	11,2	14,5	18	20	23
	8,5	14,1	21,4	31	42	54
	-78,5	-69,2	-60,3	-52	-43	-35
	-228,8	-207,8	-185,9	-163	-138	-113
	-220,0	-207,3	-193,4	-178,1	-161,3	-143
	-338,6	-	-	-	-	-
	-432,4	-407	-380	-350	-319	-285
	-915,9	-860	-799	-733	-662	-587

пературной зависимости  $pK^0$  (25–200 °С) мы рассчитали термодинамические свойства  $AgOH_{(p-p)}^0$  и  $Ag(OH)_2_{(p-p)}^-$ .

Карбонатные  $AgCO_3_{(p-p)}^-$  и  $Ag(CO_3)_2_{(p-p)}^{2-}$  и гидроксокарбонатные  $AgCO_3OH_{(p-p)}^{2-}$  и  $AgCO_3(OH)_2_{(p-p)}^{3-}$  комплексы установлены Вл.К. Козловым при исследовании растворимости  $Ag_2O_{(к)}$  в щелочных карбонатных растворах при 25, 60 и 90 °С и постоянной ионной силе (см. табл. 10,  $\Delta G_f^0$  при 50–200 °С рассчитаны нами по [38]).

Гидросульфидные комплексы  $AgHS_{(p-p)}^0$  и  $Ag(HS)_2_{(p-p)}^-$  исследованы Я.И. Олышанским, В.В. Иваненко и др. (1958 г.) при 100–180 °С радиометрическим методом. По их данным И.Л. Ходаковский определил константы равновесия реакций



и рассчитал уравнения температурных зависимостей  $pK^0$  для 25–180 °С, с помощью которых мы определили термодинамические свойства  $AgHS_{(p-p)}^0$  и  $Ag(HS)_2_{(p-p)}^-$ . Экстраполяция по этим уравнениям в область более высоких температур – до 350 °С дает значения, характеризующие, по-видимому, верхний предел устойчивости комплексов, Р.П. Рафальский (1982 г.) предложил иные сглаживаемые уравнения, согласно которым устойчивость рассматриваемых комплексов при температурах  $> 200$  °С значительно ниже ( $\Delta G_f^0$  на 10–20 кДж/моль больше, чем приведенная в табл. 10).

Частица  $Ag_{(p-p)}^0$  была предложена Вл.К. Козловым в качестве формы растворения металлического серебра в воде в восстановительных условиях по реакции  $Ag_{(к)} = Ag_{(p-p)}^0$ . При 200 и 280 °С им найдены концентрации  $Ag_{(p-p)}^0 = 3,4 \cdot 10^{-5}$  и  $2,8 \cdot 10^{-4}$  моль/1 кг  $H_2O$  соответственно. Основываясь на этих данных, Вл.К. Козлов заключил, что частица  $Ag_{(p-p)}^0$  является ведущей формой переноса серебра в широком диапазоне параметров гидротермального процесса.

Позднее с целью проверки результатов [38] мы провели ряд экспериментов по существенно иной методике – исследовали растворимость  $Ag_{(к)}$  в воде при 300 и 450 °С в атмосфере водорода. Данные Вл.К. Козлова не подтвердились: было установлено, что растворимость  $Ag_{(к)}$  в восстановительных условиях (в отсутствие соединений  $Ag(I)$  при 300–450 °С находится ниже предела чувствительности атомно-абсорбционного анализа в пламени, на уровне "фона" (порядка  $10^6$  моль/1 кг  $H_2O$ ), и в качестве реальной формы миграции серебра в гидротермальных растворах частица  $Ag_{(p-p)}^0$  рассматриваться не может.

К сожалению, почти полностью отсутствуют сведения о совместной растворимости серебра и ряда элементов, нередко сопутствующих ему в рудах: Te, Se, Sb, As. Мы провели серию экспериментов по исследованию растворимости мышьяковых сульфосолей серебра – прустита  $Ag_3AsS_3$  и смитита  $AgAsS_2$  – в сульфидных субнейтральных растворах при 90 °С. При растворении смитита была установлена независимость концентрации серебра от концентрации мышьяка в растворе. Эти результаты, однако, не исключают возможности существования смешанных гетерополиядерных сульфидных комплексов серебра с мышьяком и сурьмой при более высоких температурах.

## Формы нахождения серебра в гидротермальных растворах

По приведенным термодинамическим данным рассчитаны равновесия комплексов серебра с  $\text{Ag}_{(\text{к})}$  и  $\text{Ag}_2\text{S}_{(\text{к})}$  в зависимости от концентрации сульфидной серы ( $m_{\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-}$ ) и pH при  $m_{\text{NaCl}} = 2$ ,  $m_{\text{Ag}(\text{p-p})} = 10^{-4}$ ,  $f_{\text{O}_2}$ , отвечающей буферу Ni-NiO при 350, 250 и 150 °C (рис. 30). Кроме того, рассчитана растворимость  $\text{Ag}_{(\text{к})}$  и  $\text{Ag}_2\text{S}_{(\text{к})}$  в форме различных комплексов как функция pH при тех же параметрах и  $m_{\Sigma \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-} = 10^{-2}$  (рис. 31).

Из диаграмм следует, что в высокотемпературных гидротермах (при 350 °C) главной формой нахождения серебра является хлоридный комплекс  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$ , поле преобладания которого занимает всю область кислых и нейтральных растворов (pH < 6,5). В слабокислых растворах (pH 3,5–4,5)  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  может обеспечивать перенос серебра в очень высоких концентрациях:  $10^{-2}$ – $10^{-3}$  *m*. Гидросульфидный комплекс  $\text{Ag}(\text{HS})_2^-_{(\text{p-p})}$  начинает преобладать лишь в щелочных (pH 7–9), геохимически маловероятных растворах, к тому же в значительно более низких (на 2 порядка) концентрациях, чем  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$ , и поэтому едва ли может вносить ощутимый вклад в перенос серебра.

С понижением температуры устойчивость хлоридного комплекса уменьшается – при 250 °C и pH 3,5–4,5 концентрация  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  составляет уже  $10^{-4}$ – $10^{-5}$  *m*, поле его преобладания сдвигается в более кислую область (pH < 5). Максимум гидросульфидной растворимости  $\text{Ag}(\text{HS})_2^-_{(\text{p-p})}$  смещается в сторону нейтральных растворов, и в области pH 6–8 она достигает  $10^{-5}$  *m*, что уже сопоставимо с концентрацией хлоридного комплекса. Повышается до  $10^{-6,5}$  *m* и концентрация другого гидросульфидного комплекса –  $\text{AgHS}^0_{(\text{p-p})}$ .

Дальнейшее понижение температуры (к 150 °C) приводит к еще большему "ослаблению" комплекса  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$  (до  $10^{-7}$  *m* при pH 4) и сдвигу поля его преобладания в кислую область pH < 3. Устойчивость гидросульфидных комплексов также уменьшается, но очень слабо, причем поле преобладания  $\text{Ag}(\text{HS})_2^-_{(\text{p-p})}$  сдвигается в нейтральную область, а его максимум приближается к нейтральной точке воды. Концентрация  $\text{Ag}(\text{HS})_2^-_{(\text{p-p})}$  при pH 5,5–8,0 достигает  $10^{-5}$ – $10^{-5,5}$  *m*.

Все прочие комплексы, описанные в предыдущем разделе и отсутствующие на диаграммах (гидроксо-, карбонатные, различные смешанные), в рассматриваемых условиях присутствуют в концентрациях ниже  $10^{-10}$  *m* и, естественно, не играют никакой роли в переносе серебра.

В свете вышеизложенного можно утверждать, что при температурах выше 200–250 °C главной формой гидротермальной миграции серебра является хлоридный комплекс  $\text{AgCl}_2^-_{(\text{p-p})}$ . Мы оперируем данными до 350 °C; при сверхкритических параметрах растворимость серебра в хлоридном флюиде еще более возрастает, о чем свидетельствуют данные Гупта (1978 г.) по растворимости  $\text{AgCl}_{(\text{к})}$  в NaCl при 400 °C и Г.П. Орловой, И.Д. Рябчикова и др. (1983 г.) по растворимости  $\text{Ag}_{(\text{к})}$  в хлоридном флюиде, равновесном с модельным гранитом, при 750 °C и 1,5 кбар. И в том и в другом случае растворимость растет с увеличением концентрации хлора, что указывает на образование в растворе хлоридных и, возможно, гидроксохлоридных комплексов (устойчивость последних также существенно возрастает по мере возрастания температуры).

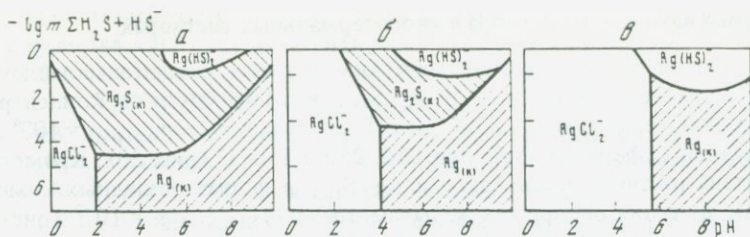


Рис. 30. Поля преобладания хлоридного и гидросульфидного комплексов серебра при 150 (а), 250 (б) и 350 °С (в) в модельном флюиде  
 $m\Sigma\text{NaCl(KCl)} = 2; m\Sigma\text{Ag} = 10^{-4}; f_{\text{O}_2}, \text{Ni-NiO}$

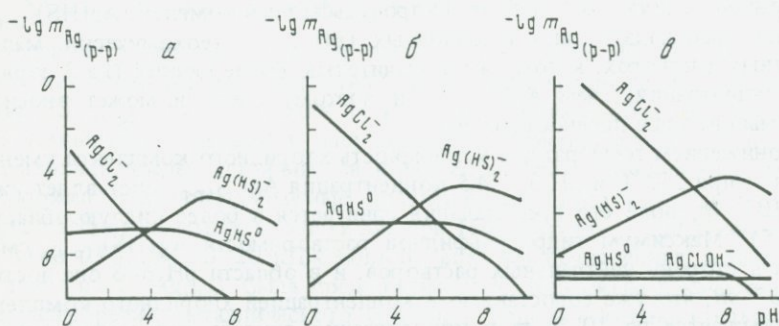


Рис. 31. Растворимость серебра и аргентита в зависимости от pH при 150 (а), 250 (б) и 350 °С (в) в модельном флюиде  
 $m\Sigma\text{NaCl(KCl)} = 2, m\Sigma\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- = 10^{-2}, f_{\text{O}_2}, \text{Ni-NiO}$

Резкая температурная зависимость устойчивости  $\text{AgCl}_2^-$ (р-р) обуславливает интенсивное осаждение серебра при понижении температуры за счет распада хлоридного комплекса. Этому способствуют также подщелачивание раствора и повышение концентрации сульфидной серы.

Ниже 250 °С устойчивости хлоридного и гидросульфидного  $\text{Ag(HS)}_2^-$ (р-р) комплексов становятся сопоставимыми и форма нахождения серебра в растворе определяется кислотностью и соотношением концентраций  $\text{Cl}^-$  и  $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$ . При дальнейшем понижении температуры (в области 150 °С) на первый план выходят уже гидросульфидные комплексы. Правда, в связи с невысокими абсолютными значениями растворимости речь может идти не столько о переносе, сколько о переотложении серебра.

Таким образом, главным фактором миграции и осаждения серебра является температура: выше 200–250 °С преобладают процессы переноса серебра в форме хлоридного комплекса  $\text{AgCl}_2^-$ (р-р), ниже – процессы осаждения, а также переотложения в форме преимущественно гидросульфидных и, в меньшей степени, хлоридных комплексов. При любой форме нахождения серебра в растворе осаждению будет способствовать любой процесс, ведущий к уменьшению окислительного потенциала, для хлоридной формы – подщелачивание раствора и снижение  $m_{\text{Cl}^-}$ , для гидросульфидной – уменьшение  $m_{\Sigma\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-}$ .

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИГРАЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ МОЛИБДЕНА, МЕДИ, ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Рассмотренные рудные компоненты по поведению в водных растворах при повышенных температурах делятся на две группы. Первую группу составляют медь, серебро и золото, вторую — молибден. Медь, серебро и золото, входящие в одну группу периодической системы, имеют в силу этого ряд общих черт. Все эти элементы при характерных для гидротермального процесса параметрах представлены в растворе соединениями с низкой степенью валентности и образуют гидросульфидные, хлоридные и гидросокомплексы одновалентного металла. Молибден, напротив, представлен наиболее окисленной формой — Mo(VI), проявляется в растворе как кислота и образует молибдатовые комплексы:  $\text{HMoO}_4^-$  (p-p);  $\text{H}_2\text{MoO}_4^0$  (p-p);  $(\text{K}, \text{Na})\text{HMoO}_4^0$  (p-p) и др.

Физико-химические параметры гидротермальных процессов, приводящих к образованию медно-молибденовых и золото-серебряных месторождений, судя по приведенным выше оценкам, достаточно близки между собой и хорошо сопоставляются с физико-химическими параметрами многих других типов гидротермальных месторождений [4]. Отличием являются только более высокие температуры стадии молибденовой минерализации (450–300 °C).

Если рассмотреть поведение названных элементов в температурном интервале 500–350 °C, то можно определенно отметить общую закономерность, состоящую в том, что перенос всех этих металлов происходит без участия гидросульфидных или сульфидных комплексов. В этих условиях молибден, скорее всего, мигрирует в виде соединений типа  $(\text{K}, \text{Na})\text{HMoO}_4^0$  (p-p), медь, золото и серебро — однотипных хлоридных комплексов вида  $\text{MeCl}_2^-$ . Причина таких различий в формах переноса обусловлена, по-видимому, разными кислотно-основными свойствами этих элементов. Молибден ведет себя, как кислота, остальные элементы — как основания.

В рассматриваемом выше модельном флюиде (1–2 *m* NaCl, 10<sup>-2</sup> *m* H<sub>2</sub>S, *f*O<sub>2</sub> близка к буферу Ni–NiO, pH около нейтральной точки) при температуре порядка 450 °C все компоненты могут одновременно находиться в растворе в количестве, принимаемом как достаточное для рудообразования (10<sup>-4</sup> *m* Mo, 10<sup>-5</sup> *m* Au). При понижении температуры до 300 °C значительная часть молибдена выпадает, но в растворе могут сохраняться примерно 10<sup>-6</sup> *m* Au, 10<sup>-4,5</sup> *m* Cu, 10<sup>-4</sup> *m* Ag. Результаты ориентировочных расчетов возможной концентрации рудных компонентов в гидротермальном растворе хорошо согласуются с прямыми определениями Au и Ag в газовой-жидких включениях в кварце [2]. Величина и характер изменения содержания золота и серебра в растворе включений в зависимости от температуры их гомогенизации (рис. 32) подтверждают справедливость выводов о преобладающих формах нахождения этих компонентов:  $\text{AuCl}_2^-$  (p-p) и  $\text{AgCl}_2^-$  (p-p).

При более низких температурах (250° и ниже) устойчивость хлоридных и гидросульфидных комплексов Au, Ag и Cu становится сопоставимой с гидросульфидными соединениями и вопрос о форме нахождения рудных компонентов в растворе становится неопределенным. С одной

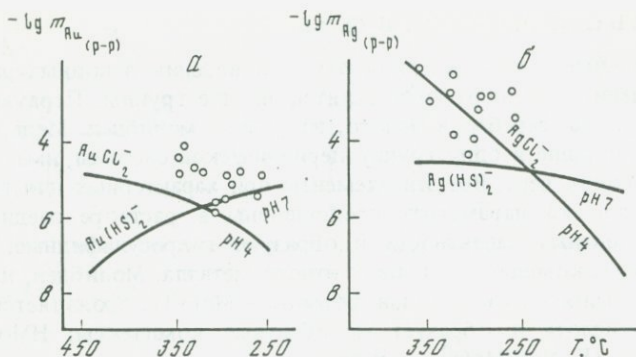


Рис. 32. Сравнение концентраций золота (а) и серебра (б) в растворе газожидких включений [2] с рассчитанными концентрациями в модельном флюиде при pH 4 и 7 в равновесии с кристаллическими золотом и серебром

$$m\Sigma\text{NaCl(KCl)} = 2; m\Sigma\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- = 10^{-2}; f_{\text{O}_2}, \text{Ni-NiO}$$

стороны, кажется, что гидросульфидные формы (особенно золота и серебра) в этих условиях могут нести большие концентрации рудных компонентов. С другой — поля их преобладания ограничиваются достаточно высокими концентрациями  $\text{H}_2\text{S}$  и приходятся на довольно узкую область по кислотности, несколько смещенную в сторону щелочных растворов.

Если принять, что гидротермальные растворы в своем развитии проходили через более высокотемпературную стадию, то возможная роль гидросульфидных комплексов сведется в основном к процессам перераспределения в растворе непосредственно перед отложением и, может быть, к процессам переотложения рудного материала.

Главная роль в переносе рудных компонентов от возможного магматического источника (при температурах 350–500 °C и выше) принадлежит несульфидным формам. Поэтому потеря растворами сероводорода при дегазации, по-видимому, не является существенным моментом, приводящим к рудоотложению. Важнейшим фактором осаждения, вероятно, должно быть понижение температуры.

При этом, конечно, нельзя полностью исключать возможность влияния других факторов: изменения кислотности, окислительно-восстановительного потенциала, концентрации хлоридов щелочных металлов. В частности, такие изменения наряду с падением температуры могли осуществляться в природных условиях в случае смешения гидротермальных растворов с метеорными водами. Для более определенного выяснения причин рудоотложения необходима дополнительная информация о параметрах рудообразующих растворов и их эволюции во времени и пространстве.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ

Концентрация рудных элементов в гидротермальных системах в научной литературе рассматривается с различных теоретических позиций. Так как в большинстве случаев элементы накапливаются на геохимических барьерах, то данная проблема ниже трактуется с позиции теории геохимических барьеров.

### ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ

Геохимическими барьерами именуется такие участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как следствие, их концентрация [69, 70]. Важнейшая особенность геохимического барьера — резкое изменение геохимических условий на коротком расстоянии. Геохимический барьер — это зона, где одна геохимическая обстановка сменяется другой. На барьерах образуются рудные тела большинства гидротермальных и экзогенных месторождений, рудные и безрудные геохимические аномалии. Поэтому понятие о геохимических барьерах является одной из методологических основ теории рудообразования, методики геохимических поисков месторождений. Изучение геохимических барьеров необходимо и в борьбе с загрязнением окружающей среды, при подземном выщелачивании руд, закреплении грунтов в инженерной геологии, при решении других практических задач.

То образование, которое ныне именуется "геохимическим барьером" привлекало внимание и ранее, особенно при изучении генезиса минералов и руд. Однако ранее все такие явления концентрации элементов рассматривались изолированно как частные случаи, как предмет изучения разных наук — минералогии, литологии, науки о рудных месторождениях, почвоведения и т.д.

Изучение гипергенных и изучение гидротермальных систем долгое время развивались практически независимо друг от друга на основе различной методологии: гидротермальные процессы традиционно связывали с магматизмом, гипергенные — с земной поверхностью, жизнью и органическим веществом. Однако последние десятилетия потребовали пересмотра многих установившихся положений. Так, в результате изотопного анализа установлено, что вода, сера и другие компоненты многих гидротермальных систем связаны с атмосферными осадками, осадочными породами. На многих гидротермальных месторождениях доказано участие органических соединений в миграции и концентрации металлов. В последние годы в сернистых подводных гейзерах Тихого океана открыты микроорганизмы, живущие при температуре значительно превышающей 100 °С (до 350 °С). Если эти данные подтвердятся, то значительно углубится граница биосферы, хорошо объяснится большая роль органических веществ в гидротермальных процессах. Все сказанное позволяет наряду

с различиями устанавливать и сходство между гидротермальными и гипергенными системами, рассматривать их как некую геохимическую общность, изучать с единых позиций. Необходимо также отметить, что изучение геохимии гидротермальных и гипергенных систем показало единство главных процессов концентрации химических элементов в них, которые в первую очередь связаны с изменением давления, температуры, окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий. Все сказанное позволило автору предложить следующую группировку систем [70]: 1) магматические системы — расплавы и их высокотемпературные производные (изверженные породы, пегматиты и т.д.); 2) водные системы: гидротермальные и гипергенные.

Для гипергенных систем было показано, что в почвах, илах озер, морей и океанов, корях выветривания, водоносных горизонтах артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов протекают геохимические однотипные процессы концентрации элементов. Данный вывод может быть распространен и на гидротермальные системы, для самых различных геологических проявлений которых также характерны однотипные геохимические процессы. Все это и позволило установить классы геохимических процессов, классы концентрации элементов из природных вод, сформулировать понятие о геохимическом барьере, которое мы относим к фундаментальным понятиям геохимии.

В начале теория геохимических барьеров разрабатывалась преимущественно при изучении ландшафтов и гидротермальных урановых месторождений. В этой области был накоплен большой фактический материал, сделаны теоретические обобщения и практические выводы — разработан понятийный аппарат, классификация геохимических барьеров, матричный принцип систематики классов концентрации элементов на барьерах, подробно изучены отдельные классы барьеров, доказана практическая важность теории геохимических барьеров для прогнозирования экзогенных рудных месторождений и геохимических поисков месторождений любых генетических типов.

Важность понятия о геохимических барьерах для изучения гидротермальных систем была обоснована нами в 1968 г., однако и в настоящее время геохимические барьеры в гидротермальных системах изучены менее обстоятельно, чем в гипергенных системах. В дальнейшем изложении, имея в виду в основном роль геохимических барьеров в гидротермальном рудообразовании, мы будем во многом полагаться на опыт изучения гипергенных процессов, исходя из аналогии и других методологических принципов. Это понятие ограничивает возможности анализа, сводя его в ряде случаев лишь к постановке проблемы.

Геохимия гидротермального рудообразования, в том числе геохимия процессов концентрации элементов из термальных растворов, как известно, изучается свыше 100 лет, накоплен огромный фактический материал, сделаны крупные теоретические обобщения. Поэтому важно определить место теории геохимических барьеров в данном разделе науки, выявить то новое, что вносит понятие о барьере в методологию и методику изучения гидротермальных систем. В качестве примера мы выбрали гидротермальные месторождения урана, отчасти меди и молибдена, геохимия которых хорошо изучена.

Геохимическая классификация барьеров и их морфологические типы. Как и в гипергенезе, барьеры в гидротермальных системах рационально классифицировать по тому физико-химическому фактору, который обуславливает концентрацию элементов, обозначая серию барьеров буквами латинского алфавита. Барьеры, обусловленные изменением основных термодинамических параметров (температуры и давления), именуется термодинамическими (*H*). Если в растворах резко понижается величина  $E_h$ , то возникают восстановительные барьеры *B* и *C*. В местах резкого повышения pH формируется щелочной барьер (*D*), а при резком уменьшении pH – кислый (*E*). В зоне гипергенеза выделяются также кислородные (*A*), испарительные (*F*) и сорбционные (*G*) барьеры. Все перечисленные серии барьеров изучены детально в ландшафтах, слабее – в водоносных горизонтах артезианских бассейнов и еще слабее – в гидротермальных системах.

При выделении серий барьеров имеет значение не только тип изменения условий (кислые → щелочные, окислительные → восстановительные и т.д.), но и количественные пределы этого изменения. Например, барьер может быть слабовосстановительным и резковосстановительным, слабоокислительным и резкоокислительным и т.д. Так, в зоне гипергенеза на менее восстановительном барьере осаждаются уран и селен, а на более восстановительном еще и молибден. На слабоокислительном барьере осаждается железо, на резкоокислительном, в условиях более высокого  $E_h$ , – железо и марганец (или только марганец) [16].

В земной коре выделяются комплексные барьеры, когда концентрация химических элементов связана с одновременной реализацией нескольких процессов. Так, например, резкое понижение pH часто приводит к осаждению химических элементов, образующих труднорастворимые соединения в более кислой среде (например, Mo, Sn и другие аниогенные элементы). Однако при подкислении раствора может иметь место и восстановление некоторых элементов (например, U, Se, V и др.). Так образуется комплексный барьер – и кислый и восстановительный (*E-B*).

От комплексных следует отличать совмещенные барьеры, когда на одном и том же участке сначала на барьере одной серии концентрируется одна парагенная ассоциация элементов, а через некоторое время в связи с изменившимися условиями и серий барьера – другая. Совмещенные барьеры особенно характерны для гидротермальных систем в связи с многостадийностью рудообразования. Совмещенные барьеры могут формироваться как в один геологический этап, так и с значительным разрывом в геологическом времени.

В гипергенных системах нами были изучены также двусторонние геохимические барьеры, для которых характерна миграция химических элементов к барьеру с противоположных сторон. В результате на барьере концентрируются элементы, обладающие резко различными свойствами. Например, в зонах окисления сульфидных руд в известняках формируются двусторонние кислотно-щелочные барьеры *E-D*. Слабощелочные, обогащенные  $SiO_2$  воды, заключенные в известняках, контактируют здесь с кислой средой, обусловленной окислением сульфидов. В результате на кислом барьере *E* происходит осаждение  $SiO_2$ , развивается окремнение известняков. С другой стороны, в сернокислых растворах окисляющихся

сульфидных руд легко мигрируют Cu, Zn, Fe и другие металлы. При встрече таких вод с известняками возникает щелочной барьер  $D$ , на котором металлы осаждаются в виде малахита, азурита, смитсонита, гидрогетита и других минералов. Т.е. геохимический барьер в сторону от руд является щелочным барьером  $D$ , а по направлению к рудам — кислым барьером  $E$ .

В гидротермальных системах двусторонние барьеры не изучены, наиболее вероятны они в застойных условиях при диффузионной миграции, в зонах разломов на контакте пород с различными свойствами (известняки — силикатные породы и т.д.). Очевидно, что при выяснении генезиса парагенных ассоциаций элементов в гидротермальных системах необходимо учитывать и возможность существования двусторонних геохимических барьеров.

По аналогии с понятиями о макро-, мезо- и микрорельефе, рационально выделять и макро-, мезо- и микробарьеры. Так, в дельтах рек зона смешения пресных речных и соленых морских вод представляет собой макробарьер шириной в сотни и тысячи метров. Рудные тела в зонах разломов или водоносных горизонтах артезианских бассейнов, простирающиеся на сотни метров и километры при мощности в десятки и сотни метров относятся к мезобарьерам, а рудные прожилки мощностью в несколько сантиметров и миллиметров — к микробарьерам.

В зависимости от способа массопереноса различаются диффузионные и инфильтрационные геохимические барьеры. Первые характерны для застойных условий, особенно для элизионных этапов развития артезианских бассейнов, для эпох прогибания геосинклиналей, вообще для нисходящих тектонических движений. Инфильтрационные барьеры, наоборот, более связаны с восходящими тектоническими движениями, орогенными этапами развития складчатых поясов, инфильтрационными этапами развития артезианских бассейнов.

Интенсивность и энергия рудообразования, условия рудообразования на барьерах. Интенсивность рудообразования может быть выражена с помощью уравнения, выведенного автором в 1940 г. Допустим, что в данной гидротермальной системе количество атомов элемента  $X$  измеряется величиной  $b_X$ , причем за промежуток времени  $dt$  мигрировало  $db$  атомов. Очевидно, скорость миграции будет

определяться величиной  $\frac{db}{dt}$ . Данная величина еще не характеризует интенсивность миграции элемента  $X$ , потому что не учитывает общей массы атомов элемента в системе —  $b$ . Если разделить скорость миграции на величину  $b$ , то и получится интенсивность миграции  $P_X$ .

$$P_X = \frac{1}{b} \cdot \frac{db}{dt}.$$

Величину  $\frac{db}{b}$  можно рассматривать как самостоятельную бесконечно малую величину и обозначить  $dU$ . Тогда формула интенсивности миграции приобретает более простой вид

$$P_X = \frac{dU}{dt}.$$

Отсюда получаем  $dU = P_X dt$ , т.е.  $dU$  представляет собой произведение интенсивности миграции на бесконечный малый промежуток времени  $dt$ , в течение которого интенсивность миграции сохраняет значение  $P_X$ ;  $dU$  можно назвать элементарным импульсом миграции, а интегральную величину  $U$  — импульсом миграции, который представляет собой сумму элементарных импульсов миграции за промежуток времени  $t_2 - t_1$ :

$$U_X = \int_{t_1}^{t_2} P_X \cdot dt.$$

Для определения значения  $U$  необходимо знать зависимость интенсивности миграции  $P_X$  от времени, которая в большинстве случаев неизвестна. Однако если принять, что в изученном процессе интенсивность миграции элемента  $X$  постоянна, то уравнение интегрируется:

$$U_X = \int_{t_1}^{t_2} P_X \cdot dt.$$

Если принять  $t_1 = 0$ , то получаем простую формулу  $P_X = \frac{U}{t}$ . Напомним,

что  $dU = \frac{db}{b}$ , откуда

$$U = \int_{b_1}^{b_2} \frac{db}{b} = \ln \frac{b_2}{b_1},$$

где  $b_2$  — содержание элемента  $X$  в руде (ореоле), а  $b_1$  — в исходной системе (гранитоидах и т.д.). В случае рудообразования  $b_2/b_1$  можно принять ориентировочно равным кларку концентрации элемента  $X$  в руде ( $KK$ ). Поэтому для рудообразования импульс миграции равен натуральному логарифму кларка концентрации, а интенсивность миграции (рудообразования) — логарифму кларка концентрации, деленному на время рудообразования:

$$P_X = \frac{\ln KK}{t}.$$

Кларки концентрации элементов в рудах известны хорошо. Для ртутных руд они достигают 900 000, для медных — 400, для скандиевых — 10, железных — 7, магниевых — 4,6 и т.д. Это дает величины  $U (\ln KK)$  для ртути — 13,7, меди — 5,98, скандия — 2,3, железа — 1,9, магния 1. Таким образом, импульс миграции в связи с тем, что кларк концентрации входит в его формулу под знаком логарифма, меняется сравнительно слабо — в пределах одного порядка (хотя сами кларки концентрации элементов в рудах колеблются в сотни тысяч раз).

Если принять условно, что рудообразование продолжалось в течение 1 млн лет, то интенсивность рудообразования для ртути составит  $1,37 \cdot 10^{-5}$ , для меди  $5,98 \cdot 10^{-6}$ , для скандия  $2,3 \cdot 10^{-6}$  и т.д. Это означает, что на каждый грамм металла, содержащегося в данном объеме, ежегодно в процессе рудообразования добавлялось  $1,37 \cdot 10^{-5}$  г ртути,  $5,98 \cdot 10^{-6}$  меди

и  $2,3 \cdot 10^{-6}$  г скандия. Это только пример порядка величин, так как неизвестно истинное время рудообразования.

Из формулы  $P_X = \frac{U}{t} = \frac{\ln KK}{t}$  следует, что интенсивность рудообразования в основном зависит от времени рудообразования, так как логарифм кларка концентрации изменяется слабо. Преобразуя эту формулу, можно в явной форме выразить зависимость кларка концентрации элемента в руде от интенсивности рудообразования и времени:

$$KK = e^{P_X \cdot t}.$$

Таким образом, кларк концентрации элемента в руде является экспоненциальной функцией от интенсивности рудообразования и времени. Этим подчеркивается роль длительности рудообразования. Возможно, что данный фактор имел решающее значение при образовании некоторых месторождений. Давно уже установлено, что при поисках на одно крупное месторождение приходится десятки мелких, малоперспективных месторождений, сотни и тысячи рудопроявлений. Геохимические условия нахождения руд часто существенно не меняются или даже оказываются идентичными. Весьма вероятно, что в этих случаях имела значение именно длительность рудообразования – длительность работы геохимического барьера. Поэтому при прогнозировании необходимо обращать внимание на продолжительность развития блоков земной коры, к которым приурочены рудные месторождения, время существования геохимического барьера.

Н.И. Сафроновым введено понятие об энергии рудообразования, основанием для расчета которой послужила идеализированная термодинамическая модель концентрации рудных элементов из рассеянного состояния по закону идеальных газов в результате сжатия "атмосферы" газа. В качестве исходного состояния принимается гранитоидная магма. Сафронов вывел следующую формулу [70]:  $E = KK \cdot \ln KK$ , где  $E$  – энергия рудообразования данного элемента, рассчитанная на единицу объема;  $KK$  – кларк концентрации элемента в руде (относительно гранитоидов). Хотя предпосылки этих построений достаточно условны (термодинамика идеальных газов, гранитоиды как источник металлов и т.д.), полученные выводы хорошо согласуются с экспериментальными данными. Расчеты энергии рудообразования позволили установить математические закономерности, связывающие запасы руд металлов с их содержанием в рудах и на этой основе оценивать перспективы рудоносности отдельных территорий. В формулу Н.И. Сафронова входит натуральный логарифм кларка концентрации, который, как было выше отмечено, имеет важное значение для расчета не только энергии рудообразования, но и интенсивности рудообразования. Объединяя нашу формулу для  $\ln KK$  с формулой Сафронова, получаем, что энергия рудообразования для данного элемента равна произведению кларка концентрации его в рудах на интенсивность и время рудообразования:

$$E = KK \cdot P_X \cdot t.$$

Приведенные построения можно распространить и на ореолообразование, т.е.  $b_1$  – содержание элемента в руде,  $b_2$  – содержание элемента

в ореоле. Так как  $b_2 < b_1$ , то  $P_X$  и  $U$  характеризуются отрицательными величинами.  $KK$  в формуле  $P_X = \frac{\ln KK}{t}$  представляет собой уже не кларк

концентрации, а коэффициент концентрации — отношение содержаний элемента  $X$  в исходной и производной системах.

**Принцип историзма при изучении геохимических барьеров.** Историко-геохимический анализ, основы которого были заложены в трудах В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, А.А. Саукова, А.П. Виноградова, А.Б. Ронova и других геохимиков, в последние годы получил значительное распространение. Важен он и для изучения геохимических барьеров. Особое значение приобрел анализ эволюции окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных барьеров в ходе геологической истории. Для зоны гипергенеза уже наметились определенные закономерности. В трудах Н.П. Лаверова, Д.В. Рундквиста, В.И. Смирнова, А.И. Тугаринова и других исследователей показана необратимая эволюция гидротермального рудообразования в ходе геологической истории. Так, неизвестны урановые месторождения ранне- и среднеархейского возраста, только в протерозое сформировались весьма своеобразные месторождения "типа несогласия" и ураноносные альбититы, для среднего и верхнего палеозоя были особенно характерны разнообразные гидротермальные месторождения урана. Все это позволяет предполагать необратимую эволюцию геохимических барьеров в гидротермальных системах. В пользу такой эволюции говорят и данные о связи гидротермального рудообразования с вадозными водами. Отсюда логично предположить, что такие гипергенные события, как появление кислородной атмосферы и гидросферы, окисление сульфидов, накопление органических веществ в осадках и многие другие, через механизм "большого круговорота веществ" (палингенеза, анатексиса и др.) или путем прямого проникновения вадозных вод и осадочных пород в зону гидротермальных процессов не могли не влиять на формирование геохимических барьеров гидротермальных систем.

**Принципы систематики процессов концентрации элементов на геохимических барьерах.** Мы полагаем, что принципиально данная задача может быть решена на той же теоретической основе, которая ранее была разработана для систем зоны гипергенеза. Этот общий методологический принцип автор предложил именовать "матричным". Стихийно такой принцип применяется уже давно. Напомним, что один из распространенных и простейших способов систематики информации состоит в компоновке сведений в таблицах, построенных по двум координатам — горизонтальной (строчки) и вертикальной (столбцы). Этот способ широко применяется как в естественных, так и общественных науках, без таблиц практически не обходится ни один научный труд, учебное или справочное руководство. Общенаучное значение табличного или, как мы предложили его именовать, матричного<sup>1</sup> способа систематики ин-

<sup>1</sup> В математике матрицами именуются прямоугольные таблицы чисел, состоящие из строк и столбцов. Анализ этих таблиц привел к созданию особого раздела алгебры — теории матриц, которая затем приобрела важное значение не только в математике, но и в электротехнике и других технических науках.

формации и позволяет анализировать данный способ с методологических позиций.

Классическим образцом матричного принципа систематики служит периодическая система Менделеева. Она, как известно, построена в форме таблицы – матрицы, т.е. по двум координатам – периодам (строки матрицы) и группам (столбцам матрицы). При этом периодам отвечают квантовые слои *K, L, M, N, O, P, Q*, характеризующиеся квантовыми числами 1, 2, 3, 4... и т.д. Группы (I, II, III и т.д.) объединяют элементы с близкими химическими свойствами, что связано со строением наружных квантовых слоев, числом валентных электронов (или числом вакантных мест для электронов других атомов). Каждый химический элемент может быть обозначен (закодирован) как сочетание определенных периодов и групп (например, Li – 2I, Na – 3I, Ca – 3II и т.д.). Путь научного анализа и синтеза, намеченный Д.И. Менделеевым, имеет, очевидно, общенаучное значение, он важен и для наук о Земле, в частности для систематики процессов концентрации химических элементов на геохимических барьерах.

Рассмотрим условия применения данного принципа, т.е. правила матричной систематики и прогнозирования. В первую очередь необходимо выделить строки и столбцы будущей матрицы, т.е. два главных фактора (параметра, две причины), определяющих формирование объектов исследования – системы или явления. Применительно к химическим элементам, это, как мы убедились, – две особенности элементарной структуры атомов. Только при правильном выборе параметров систематика будет удачной, в противном случае она направит мысль исследователя в ложном направлении, прогноз окажется ошибочным. Если параметры выбраны правильно, то все известные явления данного порядка займут места в клетках матрицы и останутся пустые клетки для прогнозируемых явлений. При этом возможны и такие сочетания факторов (параметров), которые реально неосуществимы и соответствующие явления (процессы, системы) исключены.

Рассмотрим методологическую сущность матричной систематики. В частности, почему речь идет именно о двух факторах, не кроется ли здесь дело в чисто формальном моменте – существовании двух координат на плоскости? Использование двух координат, т.е. двух факторов мы связываем с раздвоением единого – с законом единства и борьбы противоположностей. Иначе говоря, несмотря на множество факторов, определяющих развитие тех или иных процессов или явлений, необходимо выявить два основных противоположных фактора (причины), определяющие сущность изучаемого процесса или явления. Опыт науки показывает, что в ходе исследований такие два противоположных фактора действительно удается установить. Из сказанного вытекает правило применения матричного принципа систематики информации: необходимо вскрыть характерное для классифицируемого объекта "раздвоение единого", внутреннее противоречие, выделить два основных противоположных фактора и использовать их для построения матрицы.

Итак, под матричным принципом систематики процессов рудообразования мы понимаем их систематику в виде таблицы матрицы, состоящей из строк и столбцов. При этом каждая разновидность рудообразования выявляется на пересечении строк и столбцов определенного класса. Составляя матрицу, необходимо выделить два главных противоположных параметра

(условия, фактора) рудообразования. Для многих месторождений, образующихся в водной среде (гидротермальных, гипергенных), с точки зрения автора, такими условиями будут состав вод, поступающих к барьеру, и серия геохимического барьера.

О геохимической систематике термальных и гипергенных растворов. Изучение природных вод долгое время имело целью их использование для питьевого и технического водоснабжения, орошения, извлечения поваренной соли. Естественно, что это не могло не оказать влияния на методологию геохимической классификации вод, в которой главное внимание уделялось минерализации вод (пресные, соленые и т.д.), ионному составу (гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и прочие воды). При изучении рудообразования природные воды нас интересуют в первую очередь как среда миграции рудных и сопутствующих элементов. Параметры, имеющие ведущее значение при оценке вод как источника питьевого и технического водоснабжения, теперь явно отходят на задний план. Определяющее влияние на миграцию большинства рудных элементов оказывают окислительно-восстановительные условия вод. С этих позиций в зоне гипергенеза выделяются три типа вод: кислородные (окислительные), восстановительные глеевые и восстановительные сероводородные [16, 70].

Каждый тип может быть разделен на подтипы в зависимости от степени восстановленности. Так, кислородные воды можно разделить на резко-окислительные и слабоокислительные, выбрав в качестве индикатора Fe и Mn. В резкоокислительных водах окисляются и  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  (1а подтип), а в подтипе 1б – слабоокислительных водах только  $Fe^{2+}/Mn^{2+}$  не окисляется.

Тип глеевых вод также можно разделить на два подтипа – 2а (слабоглеевые) и 2б (резкоглеевые). Возможно деление и сероводородных вод на подтипы.

В пределах типов и подтипов геохимические особенности вод в основном зависят от щелочно-кислотных условий, по которым выделяются классы вод. Кислородные воды зоны гипергенеза разделяются на четыре основных класса: 1 – сильнокислые, 2 – кислые и слабокислые, 3 – нейтральные и слабощелочные, 4 – сильнощелочные.

Каждая природная вода, таким образом, характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий. Для каждого класса характерна, с одной стороны, определенная парагенная ассоциация подвижных элементов, а с другой – запрещенная ассоциация элементов малоподвижных в данных условиях. В пределах классов автор предложил выделять семейства вод по общей минерализации (пресные, солоноватые и прочие воды), в пределах семейств – роды вод по содержанию растворенного органического вещества и виды по ионному составу [71].

В основу геохимической систематики гидротермальных растворов также рационально положить их окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия. Как и в зоне гипергенеза, мы предлагаем выделять три типа гидротермальных растворов по окислительно-восстановительным условиям. Однако пока такое деление менее обосновано, чем для вод зоны гипергенеза, и является предварительным.

Таблица 11

## Классы термальных вод

Щелочно-кислотные условия вод	Окислительно-восстановительные условия вод			
	1. Кислородные	2. термальные глеевые		3. сероводородные и сульфидные
		2а. слабо-глеевые	2б. резко-глеевые	
Сильнокислые	I	Va	Vб	IX
Кислые и слабокислые	II	VIa	VIб	X
Нейтральные и слабо-щелочные	III	VIIa	VIIб	XI
Сильнощелочные	IV	VIIIa	VIIIб	XII

Первый (I) тип – кислородные гидротермы, известные в вулканических районах на выходах термальных вод.

Ко второму (II) типу мы предлагаем отнести гидротермальные аналоги глеевых вод, т.е. бескислородные гидротермы, не содержащие сероводорода и его производных. Их можно назвать термальными глеевыми. Восстановительная среда таких вод обусловлена свободным водородом, органическими и другими соединениями. К этому типу, например, относятся современные углеводородные металлоносные рассолы глубоко погребенных нефтегазоносных структур. Согласно А.И. Германову [70], подобные воды обогащены  $Fe^{2+}$ , Zn, Pb, Cu, Ba, Sr, Li, B, F и другими рудными элементами, т.е. это типичные рудоносные растворы. Д.И. Павлов в эндогенном рудообразовании отводит большую роль экзогенным хлоридным водам. Воды второго (II) типа несомненно неоднородны по окислительно-восстановительным условиям, среди них можно выделить менее восстановительные и более восстановительные. Каких-либо постоянных значений Eh в этом случае привести невозможно, так как данная величина зависит от температуры и pH.

К третьему (III) типу гидротерм мы относим сероводородные и сульфидные гидротермы, современные представители которых также хорошо изучены гидрогеологами.

В пределах типов термальных вод по аналогии с зоной гипергенеза можно выделить классы вод по щелочно-кислотным условиям: сильно-кислые, кислые и слабокислые, нейтральные и слабощелочные, сильно-щелочные. Однако градации pH здесь иные, так как с повышением температуры нейтральная точка pH понижается, и свыше  $200^{\circ}C$  она будет уже не 7, а ниже 6. Всего выделено 16 классов (табл. 11). Для каждого из них характерны определенные парагенные и запрещенные ассоциации рудных элементов. Так, в гидротермах VIa класса, т.е. в термальных слабоглеевых, будут энергично мигрировать уран и многие катионогенные металлы (Cu, Pb, Zn, Ni, Co и др.), а в сильнощелочных слабоглеевых водах VIIIa класса миграция Pb, Ni, Co и многих других катионогенных металлов будет затруднена. Напротив, U, Mo и другие рудные элементы, образующие анионогенные комплексы, будут хорошо мигрировать в таких водах.

Вывод о классах термальных вод и отвечающих им зонах выщелачивания

на месторождениях может быть сделан в ряде случаев на основе изучения парагенезиса элементов в рудах. Например, если руды содержат  $\text{Mo}$ ,  $\text{V}$ , но не содержат  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ , то рудоносные растворы, вероятно, относились к VIIБ или VIIIБ классам.

Классы концентрации химических элементов на геохимических барьерах. Для зоны гипергенеза было показано, что концентрация элементов на барьерах зависит, с одной стороны, от серии барьера ( $A$ ,  $B$ ,  $C$  и т.д.), а с другой — от класса вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена матричная систематика классов концентрации элементов. Каждый класс обозначается индексом, включающим символ барьера и класс вод (например,  $A5$ ,  $B1$ ). Выделены десятки классов концентрации элементов. Не все они известны: некоторые пока не установлены, а другие — маловероятны или невозможны. Каждый класс концентрации может реализовываться в различных геологических условиях — водоносных горизонтах артезианских бассейнов, зонах разломов и т.д. Масштабы концентраций также различаются — от геохимических аномалий до рудных тел месторождений. Чаще всего концентрации представлены аномалиями, реже — рудопроявлениями и еще реже — промышленными месторождениями. Для некоторых классов известны только аномалии.

Матричный принцип систематики позволяет прогнозировать новые генетические типы рудообразования, т.е. выделять теоретически возможные, но еще не обнаруженные сочетания.

Первый опыт систематики процессов концентрации рудных элементов в гидротермальных системах был опубликован в 1979 г. [70]. В этой работе серии барьеров обозначаются теми же индексами, что и в зоне гипергенеза ( $A-H$ ), хотя понятно, что причины восстановления, понижения или повышения  $\text{pH}$  и т.д. в гидротермальных условиях могут отличаться от причин восстановления и т.д. в гипергенных условиях. Для гидротермальных систем не характерны  $A$ ,  $F$  и  $G$  барьеры (или во всяком случае их роль много меньше, чем в зоне гипергенеза). Классы термальных вод обозначаются числами латинского алфавита (I, II, III, IV, Va, Vб и т.д.).

#### КОНЦЕНТРАЦИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Геохимические барьеры, связанные с изменением окислительно-восстановительных условий. Этим условиям придается большое значение при изучении гидротермальных месторождений. Для рудообразования большое значение имеют восстановительные барьеры  $B$  и  $C$ . Это связано с тем, что гидротермальные системы, занимая промежуточное положение между магматическими и гипергенными системами, отличаются большей восстановленностью, чем первые и вторые. Действительно, в изверженных породах присутствуют соединения  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , причем  $\text{Fe}^{3+}$  иногда даже преобладает. Во многих гидротермальных системах железо находится только в двухвалентной форме. Подобные соотношения можно установить и для других элементов. Например, германий в магне четыревалентен и входит в состав силикатов, в гидротермальных рудах — двухвалентен и входит в состав железных и цинко-

вых руд. Поэтому для многих постмагматических гидротермальных месторождений был характерен восстановительный барьер, формировавшийся на контакте восходящих магматических флюидов с более восстановительной гидротермальной средой.

Вадозные воды, фильтруясь на глубину, попадают в восстановительные условия, причем это может происходить и в зоне гидротерм.

Формирование восстановительных барьеров в гидротермах может быть обусловлено различными химическими элементами, ионами и соединениями:  $H_2S$ , газообразными углеводородами, углистым или битумным органическим веществом,  $H^+$ ,  $Fe^{2+}$  и др.

Органическим соединениям гидротермальных систем в последние годы уделяется большое внимание. Они обнаружены как в термальных водах, так и в рудах гидротермальных месторождений, во вмещающих породах [17, 18, 70, 71]. Неоднократно отмечалась связь гидротермальных месторождений с породами, богатыми органическими соединениями (например, для некоторых золоторудных месторождений). Все это позволяет связывать формирование восстановительных барьеров гидротермальных систем и с органическими соединениями вмещающих пород. Чрезвычайно характерны для гидротермальных месторождений сероводородные (сульфидные) барьеры. Для ряда месторождений на основе анализа минеральных парагенезисов удается установить класс концентрации ( $B\text{ IV} - B\text{ VIII}$ ). Осаждение сульфидов сероводородом возможно и без изменения валентности металлов (например, при образовании  $ZnS$ ,  $PbS$ ,  $FeS$  и т.д.). В этом случае геохимический барьер будет сероводородным, но не восстановительным. Для урана, молибдена и других металлов он будет и сероводородным (сульфидным) и восстановительным.

На дне впадин Красного моря, в других морских и океанических районах, в районах континентального и подводного вулканизма, в зонах разломов изучены современные гидротермальные системы с сероводородным барьером  $B$ . По Л.М. Лебедеву, горячие металлоносные рассолы Челекена, Красного моря, Солтен Си в Калифорнии содержат мало сульфидной серы, т.е., по нашей систематике, — это термальные глеевые воды, преимущественно  $Vb - VIIb$  классов. На Челекене, например,  $H_2S$  в некоторых водах отсутствует. Источники металлов и сульфидной серы, по Лебедеву, разобщены. Там, где пути их миграции пересекаются, и формируется барьер  $B$  с сульфидными рудами.

О существовании в гидротермальных системах  $B$  и  $C$  барьеров говорит также изучение древних гидротермальных месторождений, особенно урановых.

Геохимические барьеры гидротермальных систем, связанные с изменением щелочно-кислотных условий. Информация о рН гидротермальных систем значительна и основана как на прямых определениях рН в газовой-жидких включениях и современных гидротермах, так и на термодинамических расчетах, анализе парагенезисов минералов и других данных. На термодинамической основе теорию щелочно-кислотных взаимодействий разработали Д.С. Коржинский и его последователи (В.А. Жариков, А.А. Маракушев и др.).

Причины, приводящие к резкому повышению рН и, следовательно, к формированию щелочных барьеров  $D$ , разнообразны. Отметим, что эти

барьеры могут формироваться и при изменении сильнокислых условий на слабокислые (т.е. в кислой среде) и при изменении слабощелочных условий на сильнощелочные (в щелочной среде). Наиболее контрастные барьеры возникают при смене кислой среды щелочной.

Повышение pH в гидротермальных растворах может быть обусловлено различными причинами: внедрением кислых гидротерм в известняки и основные породы, фильтрационным эффектом, теория которого разработана Д.С. Коржинским и др.

Щелочные барьеры характерны для контактов силикатных (особенно кислых) и карбонатных пород. Так, предполагается, что при образовании берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (месторождения бериллия) бериллий мигрировал в кислых растворах в форме  $\text{Na}_2\text{BeF}_4$  и аналогичных комплексов. При взаимодействии с известняками возникал щелочной барьер, комплексы разрушались с образованием флюорита и минералов бериллия. При этом выделялась  $\text{CO}_2$ , и барьер, таким образом, был комплексным — и щелочным и термодинамическим ( $D\text{VI}-H\text{VI}$ ) [70].

Исследования В.И. Рехарского и др. на Каджаране показали, что осаждение сульфидов меди, свинца и цинка происходило при нейтрализации рудоносных растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами, т.е. на щелочном барьере [17, 18].

На свинцово-цинковых месторождениях перенос свинца и цинка осуществляется в виде хлоридных комплексов этих металлов в кислых хлоридных растворах. Это, вероятно, были концентрации классов  $DVI-BVI$  или  $DX-BX$ , т.е. барьеры были комплексными — и щелочными и сероводородными.

Изучение гидротермальных урановых месторождений привело И.В. Мельникова к выводу, что условия осаждения металлов (класс барьера) менялись в зависимости от формы их нахождения в рудоносном растворе. Так, если цинк мигрировал в кислых растворах в виде  $\text{Zn}(\text{HS})^+$ , то он осаждался при подщелачивании, т.е. на щелочном барьере, если же цинк мигрировал в щелочных растворах с температурой менее  $200^\circ\text{C}$  и в форме  $\text{Zn}(\text{OH})^+ - \text{Zn}(\text{OH})_3^-$ , то он осаждался на кислом барьере  $E$ . Свинец в кислых растворах мигрировал в форме  $\text{PbCl}^+$  и осаждался на щелочном барьере, а в щелочных растворах, находясь в форме  $\text{PbCO}_3$ ,  $\text{Pb}(\text{OH})^+$ ,  $\text{Pb}(\text{HS})^+ - \text{Pb}(\text{HS})_3^-$ , осаждался на кислом барьере  $E$  (вернее, на комплексном барьере  $E-B$ ).

Причины резкого понижения pH и формирования кислых барьеров также разнообразны. Наиболее контрастен барьер при смене сильнощелочных условий кислыми, но  $E$  барьер может формироваться и при смене слабокислых условий сильнокислыми (т.е. в кислой среде), и при смене сильнощелочных условий слабощелочными (в щелочной среде).

Кислые барьеры с щелочными рудоносными растворами широко распространены в гидротермальных системах. На урановых месторождениях подкисление гидротермальных растворов может происходить при их прощачивании из пород с щелочным pH в породы, имеющие слабокислый или нейтральный pH гидролиза (аргиллизиты, березиты и т.д.). Быстрее происходит подкисление при смешении гидротермальных растворов с вадозными водами, содержащими органические кислоты и сероводород.

Хорошо изучен вариант кислого барьера, на котором сильнощелочные

рудоносные растворы встречают слабощелочную или нейтральную среду. С такими процессами мы связываем цеолитизацию, альбитизацию и другие процессы метасоматоза, а также связанное с ними рудообразование.

Классы кислых барьеров *EVII–EVIII*, вероятно, характерны для многих гидротермальных месторождений. Так, например, по В.Л. Барсукову (1974 г.), в гидротермальных щелочных растворах, содержащих оксифторидные комплексы олова, при понижении рН до 7,5–8 происходило осаждение касситерита.

Исследования В.И. Рехарского и др. дают основание считать, что молибденовые руды также осаждались на кислом барьере возможно класса *EVI*. По И.В. Мельникову, на кислом барьере осаждались также сурьма и мышьяк. Осаждению сурьмы и мышьяка благоприятствовали дегазации (*H* барьер), а осаждению мышьяка и восстановление. Следовательно барьеры были комплексными.

Термодинамические барьеры гидротермальных систем (*H*). К этой серии барьеров относятся разнообразные представители. Мы остановимся только на тех, которые обусловлены резким понижением давления в гидротермальных растворах.

По данным многих авторов, дегазация, обусловленная понижением давления, является важным фактором рудообразования. С этим механизмом А.И. Тугаринов связывал образование низкотемпературных (100–200 °С) урановых руд. По его данным, содержание  $\text{CO}_2$  в газовой-жидких включениях резко уменьшается в направлении восходящего движения рудоносных растворов (например, на одном месторождении от 80 г/л до 5 г/л). Уран в таких водах входил в состав уранил-карбонатных комплексов, которые разрушались при быстром падении давления, обусловленном приближением растворов к поверхности, раскрытием трещин и т.д. В результате на термодинамическом барьере класса *HVII* или *HVIII* осаждались настуран и кальцит. Возможно, при этом играли роль и явления восстановления, т.е. барьер был комплексным восстановительно-термодинамическим. При быстром падении внешнего давления (и действия  $\text{H}_2\text{S}$ ?) из раствора выпадали и элементы-спутники урана — свинец (галенит), молибден (молибденит) и др. По А.И. Тугаринову, газовой-жидкие включения на многих других низкотемпературных месторождениях также содержат много  $\text{CO}_2$ , т.е. рудоносные растворы и здесь имели углекислый состав. Отсюда ученый сделал вывод, что понижение давления и дегазация играли важную роль при образовании не только урановых, но и других гидротермальных месторождений.

О важной роли дегазации  $\text{CO}_2$  в образовании руд мышьякового месторождения пишут З.Я. Церцвадзе и др. В целом роль дегазации (*H* барьеров) в рудообразовании неоспорима, однако масштабы этого процесса недостаточно ясны. Так, И.В. Мельников пришел к выводу, что дегазация играла лишь второстепенную роль в урановом рудообразовании, а основное значение имело восстановление (*B* барьер).

Использование понятия о геохимических барьерах с целью классификации процессов рудообразования. Автор предложил [18] классифицировать гипергенное рудообразование на основе понятия о типах миграции и классах геохимических

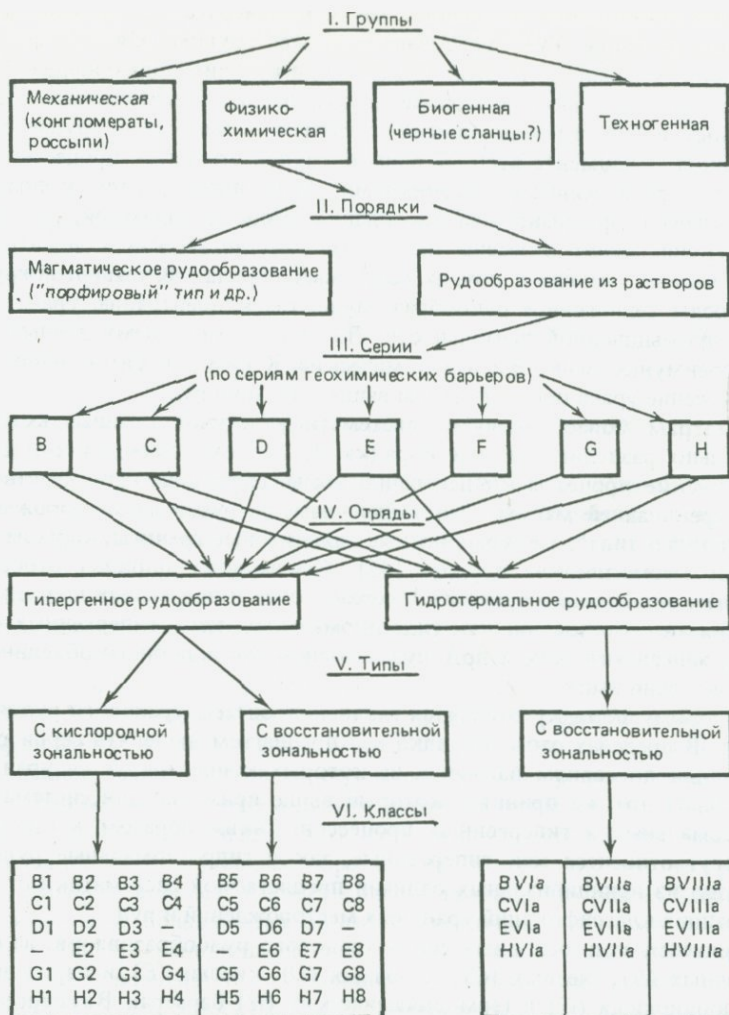


Рис. 33. Таксоны геохимической систематики уранового рудообразования

барьеров. Систематика рудообразования на основе понятия о геохимических барьерах актуальна и для гидротермальных систем.

Систематику рудообразования следует отличать от систематики месторождений, так как последние благодаря полигенности, многостадийности, пространственной неоднородности могут характеризоваться не одним, а несколькими процессами рудообразования. На рис. 33 приведен опыт систематики процессов уранового рудообразования.

По особенностям миграции урана четко выделяются четыре группы рудообразования: механическая, физико-химическая, биогенная и техногенная. Рудообразование первой группы связано с механической миграцией и вклю-

чает в себя докембрийские ураноносные конгломераты и современные монацитовые россыпи. Рудообразование второй группы обязано физико-химической миграции. К этой группе принадлежит подавляющее большинство урановых месторождений, в том числе магматических, гидротермальных и гипергенных. Вопрос о третьей — биогенной группе рудообразования — наименее ясен. К данной группе относятся процессы концентрации урана живыми организмами. Если подтвердится концепция С.Г. Неручева о прижизненном накоплении урана организмами, то к биогенной группе будут отнесены некоторые сингенетические концентрации урана в черных сланцах и других осадочных породах. К четвертой группе мы относим техногенное рудообразование, т.е. концентрацию урана, связанную промышленной деятельностью. По своему механизму данные процессы преимущественно физико-химические. К ним относятся, например, переотложение урана при подземном выщелачивании руд.

Рассмотрим более подробно систематику второй группы, которую рационально разделить на два порядка. К первому порядку относятся магматические процессы концентрации урана, связанные непосредственно с дифференциацией магмы. Это выделяемые за рубежом месторождения "порфирового типа", т.е. ураноносные аляскитовые граниты, карбонатиты и другие магматические породы [45]. Ко второму порядку относятся процессы концентрации урана из поверхностных и подземных вод, с которыми связано образование как гидротермальных, так и гипергенных (осадочных, эпигенетических и др.) руд. Обоснование подобного объединения было приведено выше.

Ко второму порядку относятся главные процессы уранового рудообразования. В пределах этого порядка мы предлагаем выделять серии рудообразования по сериям барьеров, на которых концентрируется уран, т.е. использовать тот же принцип, который выше применен для систематики гидротермальных и гипергенных процессов. Таким образом, к одной серии могут относиться как гипергенные, так и гидротермальные руды. В этом одно из принципиальных отличий предлагаемой систематики от всех более ранних классификаций урановых месторождений и руд.

Выделяется семь основных серий уранового рудообразования: на сероводородных (*B*), глеевых (*C*), щелочных (*D*), кислых (*E*), испарительных (*F*), сорбционных (*G*) и термодинамических (*H*) барьерах. В гипергенных системах известны все серии, в гидротермальных — только пять (нет испарительного и сорбционного рудообразования).

В пределах серии рационально по температуре выделять два отряда: 1) гипергенный и 2) гидротермальный.

Возможно, что правильнее расчленить гидротермальное рудообразование на низкотемпературное и высокотемпературное, т.е. выделять три отряда. Последующие построения относятся к низкотемпературным гидротермам.

Отряды делятся на типы, которые выделяются по характеру геохимической зональности. Различаются два типа: 1) тип с окислительной зональностью (только в зоне гипергенеза, где на урановых месторождениях известны зоны пластового и трещинного окисления), 2) тип с восстановительной зональностью.

Далее следует таксон "класс", который выделяется по составу вод,

Таблица 12

## Классы концентрации урана в гидротермальных системах

Серии геохимических барьеров	Состав термальных глеевых вод, поступающих к барьеру		
	кислые	нейтральные и слабощелочные	сильнощелочные (содовые)
<i>В.</i> Сульфидный (сероводородный и т.д.)	<i>BVIa</i>	<i>BVIIa</i>	<i>BVIIIa</i>
<i>С.</i> Термальный глеевый	<i>CVIa</i>	<i>CVIIa</i>	<i>CVIIIa</i>
<i>Е.</i> Кислый	<i>EVIa</i>	<i>EVIIa</i>	<i>EVIIIa</i>
<i>Н.</i> Термодинамический	<i>HVIa</i>	<i>HVIIa</i>	<i>HVIIIa</i>

поступающих к барьеру. Выделяется 12 классов уранового рудообразования согласно табл. 12.

Качество любой классификации определяется не только логической стройностью, но и тем, как она "работает" при обработке конкретного фактического материала, удастся ли с ее помощью систематизировать изучаемые явления. В решении этого вопроса, как правило, участвует и субъективный момент, в частности интуиция исследователя. Ниже рассмотрен имеющийся фактический материал по геохимии урановых месторождений, рудопроявлений и аномалий с целью проверки эффективности предлагаемой систематики. При этом необходимо иметь в виду одну принципиальную особенность систематики процессов рудообразования, ореолообразования и образования безрудных аномалий. Все эти процессы, как правило, непрерывны в пространстве, часто без резких границ. В классификации же мы оперируем дискретными таксонами – серия, отряд, тип, класс и т.д. Отсюда неизбежность известной условности систематики, существование промежуточных образований, в ряде случаев неопределенность решения вопроса, искусственность границ. Это общая особенность классификаций большинства объектов, изучаемых науками о Земле – горных пород (гранодиориты, андезитобазальты, суглинки и глинистые пески и т.д.), вод (пресные – солоноватые воды), почв, минералов и т.д.<sup>1</sup> В полной мере это относится и к систематике руд, особенно когда речь идет о мелких таксонах – классах. Все же мы полагаем, что разработанная систематика обладает указанным выше недостатком не более других широко применяемых классификаций и что данная классификация позволит систематизировать огромный фактический материал по геохимии, накопленный в геологии урана.

Итак, предлагаются следующие таксоны геохимической систематики рудообразования (см. рис. 33). Группа – по характеру миграции элементов, т.е. по формам движения материи (механическая, физико-химическая,

<sup>1</sup> Наоборот, при классификации дискретных объектов дискретные таксоны находятся в соответствии с объектом классификации. Это позволяет в ряде случаев достичь почти идеального совершенства систематики, примером чему служит Периодическая система Д.И. Менделеева.

биогенная и техногенная). Далее только для второй физико-химической группы. Порядок — по системам земной коры — магматическим и водным.

Далее только для водных систем. Серия — по геохимическим барьерам (А, В, С и т.д.). Отряд — по температуре (гипергенный, гидротермальный). Тип — по геохимической зональности; класс — по составу рудоносных растворов, т.е. по характеру концентрации элементов на барьерах. Для каждого класса характерны определенные минералы, парагенные ассоциации элементов и классы рудообразования.

Серия уранового рудообразования на восстановительных сероводородных (сульфидных) барьерах. Второй отряд — гидротермального уранового рудообразования. Г.Б. Наумов, Р.П. Рафальский и другие исследователи доказали, что в термальных рудоносных растворах уран мигрировал преимущественно в форме различных комплексов уранила, главным образом карбонатных, т.е. соединений  $U^{6+}$ . В рудах данный металл находится в основном в четырехвалентной форме, входя в состав настурана, коффинита, браннерита и других минералов. Это однозначно доказывает существование восстановительного барьера.

Во втором отряде выделяется один тип с бескислородной зональностью (термальный глеевый), который разделяется на три класса.

Сильнокислые рудогенные растворы и класс *BVa* не характерны для уранового рудообразования, так как при очень низких pH уран легко восстанавливается до четырехвалентного состояния. Слабокислые растворы возможны, и в этом случае в парагенезисе с ураном могут быть такие катиогенные элементы, как Zn, Pb, Cu, Co и др. Это — кислый сульфидный гидротермальный класс концентрации урана *BVIa*. Возможно, к нему относятся некоторые молибден-урановые руды, связанные с палеовулканическими структурами фанерозойских складчатых областей, некоторые руды в месторождениях "типа несогласия" (Набарлек, Рейнджер в Северной Австралии и др.) [45].

Более характерен для урановых месторождений класс *BVIIa* — щелочно-сульфидный гидротермальный. В этом случае рудоносные растворы имели щелочную реакцию, благоприятную для миграции аниогенных комплексов U, Mo, отчасти Cu. К данному классу относится большое число уран-молибденовых и других урановых месторождений.

Серия уранового рудообразования на восстановительных бессероводородных (глеевых) барьерах. Эта серия в гидротермальных системах изучена слабее предыдущей. Гидротермальный отряд в этой серии специально не изучался, но среди восстановителей урана в гидротермальных системах, помимо  $H_2S$  отмечаются также  $H_2$ ,  $CH_4$  и другие углеводороды, в связи с чем можно говорить о термальных аналогах глеевых барьеров с классами руд *CVIa*—*CVIIIa*. К этим классам относятся малосульфидные и безсульфидные руды, в том числе некоторые апатит-аршиновитовые руды, а также коффинит-браннеритовые. Уран-молибденовые руды в фундаменте вулcano-тектонических структур также частично относятся к данному классу (те разности, для которых характерен парагенезис браннерита с коффинитом и анкеритом).

Серия уранового рудообразования на кислых барьерах (*E*). При подкислении облегчается восстановление (т.е.

восстановление происходит при более низком Eh), в связи с чем кислые барьеры часто являются и восстановительными. Иначе говоря, при понижении pH рудоносного раствора без изменения Eh шестивалентный уран переходит в малоподвижный четырехвалентный. В этом случае формируется комплексный барьер В–Е. Однако урановое рудообразование возможно на кислом барьере и без восстановления  $U^{6+}$ . С такими процессами мы связываем формирование гидротермальных урановых руд в зонах разломов лейкократовых гранитов. По нашей систематике, это будут руды, относящиеся к классу *EVIIIa*. Рудные минералы – силикаты уранила – приурочены здесь к зонам цеолитизации и монтмориллонитизации в лейкократовых гранитах. Установлено, что источником урана служили вмещающие высокорadioактивные граниты, для которых вблизи рудных тел характерны зоны выщелачивания урана. Согласно нашим представлениям, термальные воды, взаимодействуя с гранитами, разлагали полевые шпаты, что приводило к повышению pH растворов. Мы предполагаем, что зоны выщелачивания урана на рассматриваемых месторождениях были сформированы именно такими сильнощелочными кремнеземными термальными водами. Об этом говорит цеолитизация пород, возможная только при совместной миграции алюминия и кремнезема. Эти гидротермы были благоприятны для миграции не только  $SiO_2$ , но и  $Al$  ( $AlO_2^-$  и другие комплексы),  $F$  ( $F^-$ ),  $Ge$  ( $GeO_3^-$ ),  $U^{6+}$  (кремнеземные комплексы). Сильнощелочная среда была благоприятна для существования уранила в бескислородной среде, т.е. при относительно низком Eh (*VIIIa* класс вод). О кремнеземном составе вод свидетельствует также силикатный состав руд.

В зоне дробления, к которой приурочены урановые руды, могло происходить понижение pH вод в результате взаимодействия кремнеземных натриевых вод с кальциевыми минералами зоны разлома. pH вод должен был понижаться от сильнощелочного до слабощелочного или нейтрального, т.е. здесь формировался кислый барьер в щелочном плече (*EVIIIa*, см. табл. 12). При понижении pH растворимость кремнезема и алюминия снижалась, они осаждались из раствора, образуя цеолиты. Осаждались в этих условиях и силикаты уранила. Рассматриваемая модель рудообразования предполагает, следовательно, что предрудный кальциевый метасоматоз создавал предпосылки для образования кислого барьера Е, который возникал в рудную стадию при поступлении в зону разлома сильнощелочных кремнеземных, ураноносных вод. На этом *EVIIIa* барьере происходило осаждение силикатов уранила и цеолитов.

Серия уранового рудообразования на термодинамических барьерах (*H*). О роли дегазации в гидротермальном рудообразовании мы писали выше. Эти концентрации относятся к классам *HVIIa* и *HVIIIa*, их роль в образовании промышленных месторождений урана дискуссионна – одни авторы придают дегазации важное значение в рудообразовании, другие – считают данный процесс второстепенным.

Итак, при изучении закономерностей концентрации рудных элементов важное значение принадлежит теории геохимических барьеров. В рудах следует видеть проявления определенных серий и классов геохимических барьеров (*BIII*, *EIV* и т.д.). Но геохимический барьер – это лишь часть

рудообразующей системы, включающей и источник и область транзита рудных элементов, поэтому в особенностях геохимических барьеров, в характерной для них парагенной ассоциации элементов, заключена также информация и об источнике рудного вещества и условиях его транзита. Теория геохимических барьеров — одна из важных составных частей общей теории рудообразования.

## ГЛАВА 8

### ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

#### ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР МАТЕРИКОВ

В последние годы оформилось новое научное направление в изучении рудных месторождений, которое В.И. Смирнов [95] определил как геосторическую металлогению. Оно базируется на фундаментальном положении о закономерной связи геологических и рудообразующих процессов с общим эволюционным развитием земной коры. Исследования в этой области развиваются по нескольким линиям. Одна из этих линий ориентирована на сравнительный анализ разновозрастных металлогенических эпох, циклов и стадий, другая — месторождений и рудных формаций, третья — рудоносных структур.

В ходе геологической истории проявляется и характер соотношений рудных месторождений с их источниками. В настоящей главе эти соотношения рассматриваются на тектонической основе в связи с общим направленным развитием региональных структур материков, определяющих позицию металлогенических провинций и поясов.

Разбирая общие геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений, Н.С. Шатский (1960 г.) подчеркнул принципиальное отличие каледонид, герцинид, альпид Европы и Северной Америки, которые формировались между древними платформами, наращивали их и с течением времени становились все более устойчивыми, от Тихоокеанского пояса, которые возникли в результате раздробления, тектонической активизации древних жестких сооружений.

Первый тип развития земной коры в дальнейшем получил название прямого, прогрессивного, конструктивного, второй — обратного, регрессивного, деструктивного. Наиболее детально проявления конструктивных и деструктивных процессов исследованы в фанерозое с позиций тектоники плит. Опираясь на результаты этих исследований, Г.А. Твалчрелидзе [100] пришел к выводу, что прямому пути отвечают следующие переходы геологических структур: океан → внешняя островная дуга → внутренняя островная дуга → орогенный пояс → стабильная платформа. Обратное развитие коры следует по другой модели: активизированная платформа → сводово-глыбовая структура → континентальный рифт → океан.

Однако применение этих моделей в докембрии сопряжено с рядом ограничений. Согласно идее А.В. Пейве и др. [101], основным содержанием

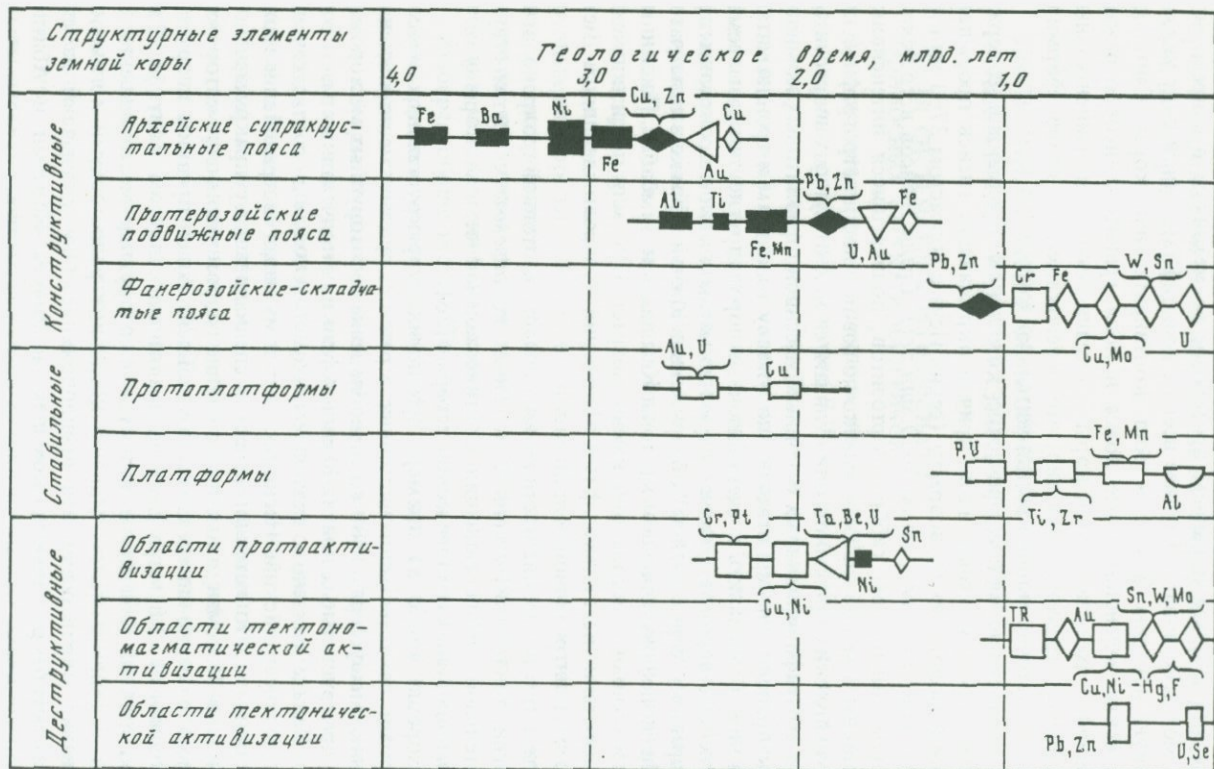
геосинклинали процесса является преобразование океанической земной коры в континентальную. Но зрелые офиолитовые комплексы — аналоги современной океанической коры — в раннем докембрии не обнаружены. Даже самые активные сторонники новой глобальной тектоники вынуждены признать, что в архее и раннем протерозое ее механизм в современном виде не мог действовать. Труднее всего с позиций тектоники плит увязать термальную историю Земли и рост континентальной коры. Считалось, что архейские зеленокаменные пояса и поля гранито-гнейсов отражают два первичных разреза земной коры — океанический и континентальный. К настоящему времени доказано, что зеленокаменные толщи формировались на достаточно мощной континентальной коре.

Так, древнейшие метаморфические комплексы Гренландии содержат окатанные обломки гранитоидов, причем окружающие гнейсы прорывают эти серии и моложе их по возрасту (серия Исуа с возрастом 3760 млн лет и гнейсы Амитсок с возрастом 3650 млн лет). Среди гнейсов встречаются расслоенные интрузивы габбро-анортозитов, подвергшиеся интенсивным деформациям и метаморфизму, однако по совокупности петрографических и петрохимических признаков они отличаются как от лунных анортозитов, так и от стратифицированных основных массивов офиолитовых комплексов. Как правило, гнейсы отвечают по составу тоналитам и трондjemитам. Одни из них образовались за счет осадочных пород, другие, так называемые серые гнейсы, вероятно, имеют первично-магматическое происхождение. Самые древние "серые гнейсы" обнаружены в Южной Африке в складчатом поясе Лимпопо, разделяющем кратоны Каапвааль и Зимбабве. По данным Rb/Sr изохронного метода они имеют возраст 3790 млн лет и в течение архея испытали несколько фаз деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом и интрузивной деятельностью.

Вместе с тем последние достижения в области изотопной геохронологии, петрологии, тектоники, учения о полезных ископаемых свидетельствуют о значительной дифференциации континентальной земной коры уже на самых ранних этапах геологической истории [26].

Это хорошо видно на примере архейских супракрустальных поясов, с которыми связаны многочисленные крупные рудные месторождения. По мнению Анхауссера (1981 г.), преобладание золоторудных месторождений в супракрустальных поясах Южной Африки, а колчеданных месторождений в Канаде связано с различным возрастом поясов, соответственно ранне- и позднеархейским. Несколько лет тому назад австралийские геологи подчеркивали, что металлогеническая специализация супракрустального пояса Уилуна—Норсман, а именно сочетание гидротермальных месторождений золота с медно-никелевыми, обусловлена более древним возрастом этого пояса (3,1—2,8 млрд лет) по сравнению с поясом Абитиби (2,8—2,6 млрд лет) на Канадском щите, где золоторудные месторождения сочетаются с колчеданными. Однако последние радиогеохронологические исследования опровергают это предположение. Они указывают на синхронность супракрустальных комплексов Уилуна—Норсман и Абитиби и определяют время формирования сульфидных медно-никелевых месторождений в ассоциации с коматитами в 2,8 млрд лет.

Латеральной неоднородностью земной коры, вероятно, обусловлено и своеобразие раннедокембрийской геологии и металлогении Алданского



щита. В отличие от Австралийского, Индийского, Канадского щитов архейские комплексы Алданского щита содержат мощные горизонты кварцитов и доломитов, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и на больших площадях подвергнуты интенсивной гранитизации и повторному метаморфизму амфиболитовой фации. Эти наложенные процессы происходили в конце архея—начале протерозоя, сопровождалась образованием магнезиально-скарновых месторождений флогопита и магнетита, которые не известны на других щитах и во времени были близки к формированию так называемых троговых структур.

Выдающуюся роль протерозойской, или, точнее, среднепротерозойской, металлогенической эпохи отмечали многие исследователи. Ее максимум приходится на 2,2—1,8 млрд лет. Она совпадает с одним из переломных рубежей геологической истории, будь то стиль тектонического развития, характер магматизма, метаморфизма, эндогенного и экзогенного рудообразования. Необходимо подчеркнуть, что в эту эпоху процессы рудообразования интенсивно проявлялись и в протерозойских подвижных поясах, и на протоплатформах, и в областях протоактивизации.

Параллельное развитие и пространственное сочетание региональных рудоносных структур протерозойского возраста, принадлежащих к различным группам, устанавливаются на многих территориях. На Канадском щите вдоль южной границы архейского кратона Супериор в раннем протерозое образовались протоплатформенные гуронские отложения, в основании которых располагаются ураноносные конгломераты Блайнд-Ривер, а затем внедрился никеленосный массив Садбери. На юге Восточной Сибири одновременно существовали раннепротерозойский Байкало-Витимский подвижный пояс с его колчеданной и гидротермальной минерализацией, протоплатформенная меденосная синклираль Удокана, а также Джелтулакская и Усть-Гилуйская шовные зоны с редкометальной минерализацией.

С учетом этих замечаний систематику региональных рудоносных структур земной коры в историческом плане приходится начать с архейских супракрустальных поясов, оставляя открытыми вопросы о фундаменте этих поясов, о древнейших океанических областях и о переходных зонах континент—океан.

В зависимости от направленности развития и возраста региональные рудоносные структуры были подразделены автором [116] на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. Формирование конструктивных структур — архейских супракрустальных, раннепротерозойских подвижных и рифейско-фанерозойских складчатых поясов — было связано с отложением субмаринных осадочно-вулканогенных толщ и последующим их превращением в континентальную кору. Для стабильных структур — протоплатформ, древних и молодых

Рис. 34. Распределение эндогенных рудных месторождений по главным структурным элементам материков [20]

1—8 — месторождения: 1—3 — экзогенные: 1 — выветривания, 2 — седиментационные, 3 — постседиментационные, 4—6 — магматогенные: 4 — магматические, 5 — постмагматические, 6 — вулканогенно-осадочные, 7, 8 — метаморфогенные: 7 — метаморфические, 8 — постметаморфические; залитые знаки — месторождения, подвергшиеся метаморфизму

платформ — характерно накопление осадочных чехлов на фоне спокойного прогибания. Деструктивные структуры — области протоактивизации, тектонно-магматической активизации, континентального рифтогенеза — возникли вследствие раздробления консолидированной континентальной коры в обстановке сводово-глыбовых поднятий, наземного осадконакопления и вулканизма.

Необратимость и направленное развитие континентальной земной коры находят отражение в закономерном распределении рудных месторождений по разновозрастным и разнотипным региональным структурам (рис. 34).

Металлогению конструктивных структур на ранних стадиях развития определяют процессы субмаринного вулканизма и связанного с ними рудообразования, а на поздних — метаморфогенного и магматогенного оруденений. Важно подчеркнуть, что уже в архейских супракрустальных поясах представлен достаточно широкий набор рудных месторождений и что новейшие геохронологические датировки отодвигают начало рудообразования вплоть до того рубежа в 3,8 млрд лет, с которого отсчитывается геологическая история Земли. Перечень месторождений архейского возраста включает железистые кварциты, колчеданные месторождения цветных металлов, сульфидные медно-никелевые месторождения, постметаморфические гидротермальные месторождения золота, редкометальные гранитные пегматиты. При переходе к раннепротерозойским и рифейско-фанерозойским складчатым поясам все более возрастает роль кислого магматизма, сопровождаемого широким набором скарновых и гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов. Стабильные структуры земной коры отличаются резким преобладанием экзогенных рудных месторождений: на протоплатформах — это металлоносные конгломераты и медистые песчаники, на древних и молодых платформах — осадочные и остаточные залежи железных, марганцевых и алюминиевых руд, редкометальные россыпи, фосфориты, разнообразные постседиментационные урановые месторождения. Для деструктивных структур типична ведущая роль магматогенного оруденения. В областях протоактивизации главное значение имеют гигантские расслоенные интрузивы бушвелдского типа с магматическими месторождениями хрома, титана, платины, меди, никеля, а также рудоносные магматические комплексы центрального типа и щелочные метасоматиты. В областях тектоно-магматической активизации развиты обширная серия магматических и постмагматических месторождений никеля, алмазов, олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, флюорита, ассоциирующихся с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями пестрого состава, в областях континентального рифтогенеза развиты редкометальные корбонатиты.

Таким образом, среднепротерозойская металлогеническая эпоха знаменует тот рубеж, когда окончательно оформляются и в дальнейшем параллельно развиваются и усложняются все три группы региональных рудоносных структур земной коры — конструктивная, стабильная и деструктивная. Это обстоятельство необходимо учитывать и при сопоставлении разновозрастных эндогенных рудных месторождений, и при анализе их связей с источниками рудных компонентов.

## ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Для описания процессов и геологических элементов, соединяющих между собой источники рудных компонентов и участки их концентрации, употребляются различные термины: рудно-магматические колонны и системы, гидротермальные и гидротермально-метасоматические системы, геолого-генетические модели рудных формаций и т.д. В качестве наиболее общего предлагается использовать термин "эндогенная рудообразующая система" как совокупность источников рудных компонентов, путей миграции рудоносных расплавов и флюидов, подрудных и надрудных метасоматических и геохимических ореолов, собственно месторождений, а также генерирующих их магматических тел или метаморфических зон.

С генетических позиций эндогенные рудообразующие системы можно разделить на пять основных групп: вулканогенную, плутоногенную, метаморфогенную, плутоно-метаморфогенную и вулcano-плутоногенную (табл. 13). Подробная их характеристика не входит в нашу задачу. Поэтому мы ограничимся общим обзором распределения эндогенных рудообразующих систем по разновозрастным региональным структурам материков и акцентируем внимание на некоторых дискуссионных и еще нерешенных вопросах.

Анализ имеющихся на сегодня данных указывает на неравномерное распределение во времени и по структурным элементам материков эндогенных рудообразующих систем разных типов. Одни из них пользуются сквозным развитием в ходе геологической истории и характерны для определенных групп региональных структур, вторые — для типов региональных структур, третьи возникают в различной геотектонической обстановке.

Для группы региональных конструктивных структур характерны: максимальное разнообразие эндогенных рудообразующих систем, широкое развитие субмаринных вулканогенных и метавулканогенных систем, возрастание в ходе геологической истории роли плутоногенных и вулcano-плутоногенных систем. "Сквозным" распространением в этой группе пользуются колчеданосные системы в связи с подводным базальтоидным вулканизмом. Для архейских супракрустальных поясов типоморфными являются субмаринные никеленосные коматиитовые и постметаморфические гидротермальные золоторудные системы; для раннепротерозойских подвижных поясов — метаморфогенные и плутоно-метаморфогенные системы, с которыми связаны флогопитоносные скарны, мусковитовые пегматиты, стратиформные и урановые месторождения в черных сланцах; для рифейско-фанерозойских складчатых поясов — плутоногенные ультрабазит-базитовые (хром, титан, платина) и гранитоидные (редкие металлы) системы.

Группа деструктивных региональных структур отличается решительным преобладанием плутоногенных и вулcano-плутоногенных систем. Кроме того, в этой группе представлены метаморфогенные и субазральные вулканогенные системы; "сквозное" распространение имеют рудоносные полиформационные магматические комплексы центрального типа, уходящие своими корнями в мантию. Типоморфными для областей протоактивизации

Таблица 13

Распределение эндогенных рудообразующих систем по региональным структурам материков

Группа	Эндогенные рудообразующие системы			Региональные структуры материков
	Тип	Источники	Ведущие рудные элементы	
Вулканогенная	Основной (субмаринный)	Толейтовые магмы океанических областей	Fe, Cu, Zn, Pb, S	Архейские супракрустальные, раннепротерозойские подвижные, рифейско-фанерозойские складчатые пояса
	Ультраосновной (субмаринный)	Примитивные мантийные расплавы	Ni, Cu	Архейские супракрустальные пояса
	Кислый-основной (субаэральный)	Известково-щелочные внутрикоровые магмы	Au, Ag, Hg, F, U	Рифейско-фанерозойские складчатые пояса, области тектоно-магматической активизации
Вулкано-плутоногенная	Ультраосновной-основной	Толейтовые магмы континентальных областей	Cu, Ni, Pt	Области тектоно-магматической активизации
	Кислый-средний	Сиалические внутрикоровые магмы	Sn, W, Mo, Cu, Fe, Nb, Ta, U, Au, Bi	Рифейско-фанерозойские складчатые пояса, области тектоно-магматической активизации
Плутоногенная	Ультраосновной-основной (расслоенных интрузий)	Расплавы истощенной мантии	Cr, Ti, Pt, Cu, Ni	Области протоактивизации
	Ультраосновной-щелочной (магматических комплексов центрального типа)	То же	Nb, Ga, TR, P, Fe, алмазы, флогопит	Области протоактивизации, тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза
Плутон-метаморфогенная	Кислый (интрузив-надинтрузивная зона)	Сиалические внутрикоровые магмы	Sn, W, Mo, TR, As, Au, Li	Архейские супракрустальные, рифейско-фанерозойские пояса, области тектоно-магматической активизации
	Палингенно-метаморфический	Геохимически специализированные толщи и сиалические магмы	Au, U, Fe, флогопит	Протерозойские подвижные пояса
Метаморфогенная	Метаморфический (ортометаморфический)	Геохимически специализированные толщи и метаморфические флюиды	TR, Li, Cs, мусковит, гранулированный кварц	Рифейско-фанерозойские складчатые пояса, области протоактивизации
	Постультраметаморфический (щелочных метасоматитов)	Подкоровые и внутрикоровые флюиды	Ta, Nb, Be, U	Области протоактивизации

Примечание. В результате складчатости и метаморфизма многие вулканогенные системы преобразованы в метавулканогенные. Аналогичным изменениям подверглись и некоторые вулкано-плутоногенные и плутоногенные системы.

служат плутоногенные расслоенные базит-гипербазитовые (хром, титан, платина, никель) и постметаморфические гидротермальные (ниобий, бериллий, уран) системы; для областей тектоно-магматической активизации — вулканоплутонические базит-гипербазитовые (никель—медь) и субэаральные вулканогенные и плутоно-вулканогенные системы (золото, серебро, уран, молибден, флюорит).

### ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Первыми в геологической истории возникли субмаринные вулканогенные базальтоидные системы, с которыми связаны колчеданные месторождения цветных металлов.

Хорошо известно большое сходство колчеданных месторождений разного возраста. Следует подчеркнуть, что даже самые древние их представители обладают всеми отличительными признаками этого генетического класса. Так, в Западной Австралии открыто свинцово-цинковое месторождение Бит-Стабби, относящееся к колчеданному типу. Оно не привлекло особого внимания из-за небольшого масштаба и стандартного геологического строения. В последние годы рудовмещающие толщи группы Уарравуна детально изучены и надежно датированы [118]. Установлено, что они залегают на сиалическом основании и снизу вверх разделяются на две подгруппы: Талга-Талга и Салгаш. Разрез подгруппы Талга-Талга начинается базальтами Норт Стар, возраст которых с помощью Sm/Nd метода определен в  $3560 \pm 32$  млн лет. На них залегают карбонатные и кремнистые сланцы, снова базальты, а затем кислые вулканиты формации Даффер, в которых и заключено месторождение Бит-Стабби. Последнее связано с риолитовыми куполами, внедрившимися в жерло древнего вулкана, сложенного агломератами, туфами, лавами основного, среднего и кислого состава. Возраст дацитов по данным U/Pb метода по циркону равен  $3452 \pm 16$  млн лет, а колчеданных руд по Pb/Pb методу оценен в 3500 млн лет. Подгруппа Салгаш представлена кремнистыми сланцами, базальтами, коматиитами и кислыми вулканитами. Ее верхняя возрастная граница определяется в 3,4 и 3,2 млрд лет.

Это позволяет утверждать, что первые достаточно сложные эндогенные рудообразующие системы возникли уже в начале архея. Реконструировать их корневые части не представляется возможным. Но такие реконструкции выполнены Бауманом [116] для более молодых месторождений колчеданных руд с позиций тектоники плит. Соответственно им выделены пять возможных обстановок формирования колчеданных месторождений: 1) срединно-океанический хребет (Кипрский тип), 2) внешняя островная дуга (Бесхи), 3) внутренняя островная дуга (Курдия), 4) аркогенная внутриконтинентальная структура (Раммельсберг) и 5) внутриконтинентальный авлакоген (Рио Тинто).

В некоторых архейских супракрустальных поясах на небольших площадях пространственно совмещены рудные месторождения, которые имеют близкий возраст, но различное происхождение. Примером служит рудный район Калгурли—Камбалда—Норсман, где располагаются уникальные никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами и гидротермальные золоторудные месторождения. Здесь же известны литиеносные пегматиты.

Вопреки первоначальному представлению о коматиитах как о "первичной" океанической коре мантийного происхождения в районе Камбалда они залегают на мощных толентавых базальтах, а те, в свою очередь, — на гранитно-метаморфическом основании. Относительно генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений, ассоциирующихся с коматиитами, высказаны разные точки зрения. Наиболее обосновано предположение о том, что они произошли путем отделения сульфидной магмы из богатого фенокристами ультрамафитового расплава, который, в свою очередь, был продуктом двухстадийного выплавления из мантии. Окончательная кристаллизация имела место при внедрении сульфидного расплава в уже излившееся коматиитовые потоки, которые, вероятно, были приурочены к депрессиям морского дна. В отличие от никелевых месторождений, имеющих возраст 2,8 млрд лет и занимающих вполне определенное стратиграфическое положение, гидротермальные месторождения золота распространены по всему разрезу супракрустальных толщ, контролируются зонами крупных разрывных нарушений, пересекающими складчатые структуры, и сопровождаются ореолами низкотемпературных гидротермальных изменений. На месторождении Калгурли с помощью Rb/Sr метода возраст околорудных метасоматитов определен в  $2675 \pm 35$  млн лет. Литиевые пегматиты ассоциируются со штоками лейкократовых адамеллитов, залегают среди коматиитовых лав в виде пологих жил и имеют почти тот же самый возраст —  $2640 \pm 35$  млн лет.

Следовательно, уже в раннем докембрии существовали локальные неоднородности литосферы, определявшие позицию не одной, а нескольких рудообразующих систем, принадлежащих к разным типам (в данном случае метавулканогенному мантийному, постметаморфическому и плутоногенному гранитоидному). Отсюда вытекает и другой вывод — о параллельном функционировании источников, находящихся на разных глубинных уровнях земной коры и верхней мантии.

Необходимо вместе с тем заметить, что далеко не для всех систем можно четко определить роль того или иного процесса в формировании рудных концентраций. Широкой известностью пользуется гипотеза Бойла о метаморфогенном происхождении архейских золоторудных жил, разработанная на примере месторождения Иеллоунайф. Но перераспределение золота, согласно этой гипотезе, вызвано контактным воздействием гранитных интрузий на основные вулканиты. Сходные идеи высказаны В.А. Буряком (1980 г.) о происхождении стратиформных месторождений золота в черных сланцах. Предполагается, что в обогащенных органическим веществом и геохимически специализированных толщах прогрессивный метаморфизм сопровождался ростом гранито-гнейсовых куполов, вокруг которых в определенном порядке расположены стратиформные, штокверковые и жильные месторождения золота метаморфогенно-гидротермального типа. Их отличают тесная временная сопряженность с процессами зонального метаморфизма в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций; формирование золотого оруденения до внедрения орогенных интрузий; решающая роль в локализации оруденения литолого-стратиграфических факторов, а также пликативных и дизъюнктивных нарушений эпохи главной складчатости; связь рудоносных растворов с регрессивным этапом метаморфизма; повышенное давление этих растворов, превышаю-

щее литостатическую нагрузку. Очевидно, соответствующие рудообразующие системы протерозойских подвижных поясов правильнее относить не к метаморфогенно-гидротермальной, а к плутоно-метаморфогенной группе.

Поздние внутрикоровые гранитоидные интрузии архейских супракрупных поясов, с которыми ассоциируются редкометальные пегматиты и в некоторых случаях гидротермальные жилы с оловом, вольфрамом, имеют возраст 2,8–2,6 млрд лет и представляют небольшое промышленное значение. Но они служат прообразом мощных плутоногенных рудообразующих систем интрузив-надинтрузивная зона, получивших широкое развитие в фанерозое. Наиболее детально модели таких систем разработали Г.Н. Щерба, Г.М. Лаумулин, А.В. Кудряшов и др. [12] на примере палеозойских редкометальных месторождений Казахстана. Модели охватывают по вертикали около 5 км, из которых одна половина приходится на гранитоидные интрузивы, а другая — на вмещающие породы, и отражают связи оруденения с магматизмом, положение месторождений в системе интрузив-надинтрузивная зона, физико-химические и термодинамические параметры рудообразования, последовательность постмагматических процессов, состава метасоматитов и т.д. На основании типовых моделей отдельных рудных формаций авторами создана обобщенная модель системы интрузив-надинтрузивная зона, охарактеризована ее зональность и определена структурно-геологическая позиция каждой формации. В итоге все многообразие редкометальных месторождений сведено к трем основным типам или уровням рудообразования: внутриинтрузивному, интрузивно-надинтрузивному и надинтрузивному с количественной оценкой вертикального размаха оруденения для системы в целом и для каждой формации в отдельности.

Следует заметить, что в рамках этой модели источники рудных компонентов и последовательность магматизма охарактеризованы с меньшей детальностью, чем постмагматические процессы и условия локализации редкометального оруденения. А между тем в Джидинском районе, по данным Е.П. Малиновского и Д.О. Онтоева [20], редкометальные месторождения были сформированы вследствие динамической и рудогенерирующей активности трех самостоятельно магматических источников — последовательно вдревнявшихся интрузивных штоков, отвечающих поздним фазам мезозойского гуджирского комплекса (130–110 млн лет). Эти интрузии проникали по единой крутонаклонной на юго-восток ослабленной зоне, но кристаллизовались на все увеличивающихся глубинных уровнях. По существу, в Джидинском районе пространственно, структурно и во времени сопряжены три рудные формации. Поэтому породившую их плутоногенную систему можно назвать полиформационной.

Наиболее ярким представителем полиформационных плутоно-вулканогенных систем служит так называемая медно-порфировая система. Вслед за Силлитоу многие исследователи в качестве ее главных элементов выделяют следующие: интрузивную раму, породы главной интрузивной фазы, породы порфировой фазы, брекчиевые трубки, надстраивающие порфировые штоки по вертикали; вулканогенные образования, слагающие стратовулкан над интрузивами, с жерловой зоной, которая сообщается с брекчиевыми трубками; зоны гидротермально-метасоматических изменений [44].

В такой системе оруденение располагается на различных гипсометрических уровнях и обычно представлено: пегматитами в породах главной интрузивной фазы, медно-порфировой минерализацией, которая тесно связана с порфировыми штоками, контролируется их эндо- и экзоконтактовыми зонами (включая брекчиевые тела) и развивается в зонах гидротермально-метасоматических изменений определенного состава; широкими ореолами пиритизации, развитыми в зоне пропилитизации, которая представляет внешнюю часть измененных пород и может нести полиметаллические жилы; скарновыми залежами железных и полиметаллических руд в карбонатных породах интрузивной рамы; залежами самородной серы с марказитом и пиритом в кратерах стратовулканов. В последние годы появляются данные о возможном нахождении в верхах подобных систем золото-серебряных эпитермальных руд, о переходе с глубиной мощных жильных систем, несущих золоторудную и полиметаллическую минерализацию, в штоки с оруденением медно-порфирового типа.

Для объяснения природы медно-порфировых месторождений привлекаются две основные модели: магматическая и конвекционная. В обеих моделях в качестве центра системы и источника энергообеспечения выступает магматическое тело — порфировый шток, становление которого вызывает миграцию и циркуляцию рудоносных растворов в диапазоне температур от 750 до 400–250°С. В магматической модели охлаждающийся шток генерирует восходящий поток гидротерм, сменяющихся на поздних стадиях активизированными метеорными водами. Конвективная модель обеспечивается транспортирующими агентами за счет метеорных вод, вовлекаемых в циркуляцию в ячее поперечником от 2 до 5 км. Соответственно модели различаются по температурам растворов, их солёности и источникам рудообразующих компонентов.

В первой модели медь поступает из охлаждающейся магмы, во второй — извлекается из окружающих пород, что не касается источников свинца, цинка, молибдена, золота — вопрос о них, по существу, остается открытым.

Общая вертикальная протяженность такой рудообразующей системы обычно оценивается в 8–10 км. Однако она не подкрепляется надежными геологическими доказательствами ни для системы в целом, ни для главных ее элементов. В частности, остается неясным и важнейший параметр конвективной ячейки — ее вертикальный разрез, как и связь системы с теми или иными типами структур земной коры. Дело в том, что пояс крупнейших медно-порфировых месторождений Южной Америки (Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Рио-Бланко и др.) с позиций новой глобальной тектоники связывается с погружением океанической плиты под континент с последовательным выплавлением все более кислых магм. Согласно геосинклинальной концепции, Кордильеры Южной Америки — альпийская складчатая область на завершающей стадии развития. Однако аналогичные месторождения Казахстана и Средней Азии (Коунрад, Бошекуль, Алмалык и др.) образованы внутри континента в процессе позднепалеозойской тектоно-магматической активизации.

Как уже отмечалось, в региональных рудоносных структурах конструктивной группы "сквозным" развитием пользуются магматические комплексы центрального типа. Они появились на рубеже в 2 млрд лет и форми-

ровались на протяжении всего рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя в жестких консолидированных блоках земной коры, как отражение наиболее глубоких тектонических импульсов и процессов. Эти комплексы весьма разнообразны по возрасту, сочетаниям изверженных пород и внутреннему строению, но две главные их особенности остаются неизменными: устойчивая связь с верхней мантией и высокая механическая активность расплавов, определяющая локальные закономерности размещения магматических и постмагматических месторождений ниобия, тантала, редких земель, флогопита, магнетита, апатита и др.

По данным Е.В. Свешниковой [115], длительное развитие многих центральных структур приводит к пространственному совмещению разновозрастных ассоциаций магматических пород, исходные магмы которых возникли на разных уровнях литосферы. Наряду с мантийными гипербазитовыми, базитовыми и щелочными магмами в их формировании участвуют коровые кислые и субщелочные расплавы. Это обуславливает появление четырех характерных магматических ассоциаций: щелочно-ультраосновной, щелочно-основной, щелочной и кислой. Каждая из них, в свою очередь, представлена достаточно сложным набором пород и руд. Так, к щелочно-ультраосновной ассоциации принадлежат комплексы Палабора, Фен и Ковдор. Первый из комплексов содержит медно-, золото-, серебряное оруденение, связанное с карбонатами. Из руд извлекаются также магнетитовый, апатитовый, уран-ториевый и бадделиитовый концентраты. Второй комплекс известен своим пирохлоровым оруденением. Наконец, в третьем – Ковдорском комплексе заключены месторождения флогопита, вермикулита, апатита, редкометалльная минерализация. Оливиниты Ковдора образовались более 600 млн лет назад, мельтейгит-ийолиты – 500 млн лет, карбонатиты – 340 млн лет.

Полиформационную природу магматических комплексов центрального типа подтверждают недавние открытия карбонатитов в Хибинском щелочном массиве. Долгое время щелочно-ультраосновные и нефелин-сиенитовые массивы Кольского полуострова рассматривались как резко разновозрастные. Новые петрологические, геохимические и геохронологические исследования свидетельствуют о том, что в Хибинском плутоне в едином эндогенном цикле со средним возрастом около 400 млн лет щелочно-ультраосновной магматизм дважды сменялся фонолитовым и завершился развитием карбонатитов. Апатит-нефелиновые руды Хибин обладают ярко выраженным апатитовым типом минерализации и образовались раньше карбонатитов, которые также содержат апатит, но в иной минеральной ассоциации. В теоретическом плане это указывает на возможное генетическое единство питающих магматических очагов и на подъем из мантии специфических щелочно-карбонатных флюидов, в практическом – расширяет возможности обнаружить новые апатитовые месторождения как в ийолит-уртитах, так и в карбонатитах.

Формирование гигантских расслоенных интрузивов и даек ультраосновного состава (Бушвелд, Садбери, Стиллуотер, Великая дайка Зимбабве, Чинейский массив) явилось наиболее ярким выражением протоактивизации раннедокембрийских структур земной коры. Положение соответствующих плутоногенных рудообразующих систем определялось зонами мантийной конвекции и крупными разломами, пересекающими внутренне

структуры архейских кратонов. Поднявшись из мантии по этим разломам, рудоносные магмы кристаллизовались на небольшой (2–8 км) глубине в жесткой тектонической раме, которая способствовала образованию удивительно выдержанных платиноносных и хромитоносных горизонтов. Пульсационное поступление подкоровых расплавов обусловило циклическое строение расслоенных серий. Позднее возникли богатые эпигенетические залежи сульфидных медно-никелевых руд.

С протоактивизацией было связано также развитие внутриконтинентальных вулканических поясов, которые явно наложены на раннедокембрийские структуры и вместе с тем затронуты более поздними деформациями и метаморфизмом. Примером служит Печенга-Имандра-Варзугский вулканический пояс, сопровождаемый ультраосновными—основными интрузиями, с которыми ассоциируются сульфидные медно-никелевые месторождения. Вмещающий их осадочно-вулканогенный комплекс по формационным признакам сходен с траппами и в то же время испытал прогрессивный метаморфизм в диапазоне от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации. Последний происходил в ходе крупных чешуйчатых перемещений коры, которые расчленили первичные вулкано-плутонические никеленосные структуры на отдельные фрагменты с одновременным образованием богатых эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд.

Характерным индикатором явлений протоактивизации служат рудоносные щелочные метасоматиты, приуроченные к крупным длительно развивающимся разломам в фундаменте древних щитов [115]. Основу таких разломов создают зоны инъекционных мигматитов, бластокатаклазитов и бластомилонитов, возникшие после регионального метаморфизма и гранитизации в температурных границах амфиболитовой фации. Такие зоны отвечают наиболее глубинным сечениям дизъюнктивных нарушений и образуются путем пластического течения и частичного плавления окружающих пород. Более поздние тектонические движения по разломам происходили в условиях зеленосланцевой фации. Щелочные метасоматиты принадлежат к особому типу постметаморфических эндогенных рудообразующих систем, содержат руды тантала, ниобия, бериллия, урана и отличаются четкой вертикальной зональностью, обусловленной падением температуры в восходящей колонне гидротермальных растворов. Иногда крупные рудоносные разломы фундамента объединяются едиными ореолами гидротермальных изменений с плащобразными никель-урановыми месторождениями, залегающими среди среднепротерозойских эпиконтинентальных отложений. Месторождения тяготеют к зоне стратиграфического несогласия и приурочены к палеорулам и конусам выноса. По генетическим признакам такие рудообразующие системы могут быть названы эндогенно-экзогенными.

Грандиозные излияния траппов на активизированных древних платформах сопровождалась формированием алмазносных кимберлитов и магматических сульфидных медно-никелевых месторождений. Месторождения тяготеют к обособленным блокам земной коры типа компенсированных приразломных прогибов, а внутри них — к локальным вулкано-тектоническим структурам. Последние выполнены щелочно-базитовыми, гипербазит-базитовыми вулканитами и вмещают дифференцированные

никеленосные мантийные интрузивы, центры которых находятся на пересечениях глубинных разломов.

В последние годы все большее количество исследователей объединяют в единый орогенный процесс заключительные этапы развития геосинклинальных поясов и явления тектоно-магматической активизации. Локальные рудоносные структуры областей тектоно-магматической активизации весьма разнообразны, и их строение зависит от степени консолидации фундамента. В результате тектоно-магматической активизации на древних щитах возникают пологие сводово-глыбковые поднятия, приразломные грабены, происходит омоложение докембрийских разломов, в осадочном чехле платформ образуются гребневидные коробчатые сундучные складки. В пределах ранее консолидированных складчатых областей появляются эрозионно-тектонические и вулканотектонические депрессии, с которыми связаны гидротермальные урановые и флюоритовые месторождения.

Таким образом, связующим звеном между источниками рудных компонентов и эндогенными месторождениями служат эндогенные рудообразующие системы. С генетических позиций они подразделяются на пять групп: вулканогенную, плутоногенную и метаморфогенную, вулканоплутоногенную, плутоно-метаморфическую. В ходе геологической истории одни эндогенные рудообразующие системы пользуются "сквозным" развитием и характерны для определенных групп региональных структур, другие — для более узких возрастных интервалов и отдельных типов региональных структур, третьи — возникают в различной геотектонической обстановке. Соответственно по мере эволюции тектонических структур земной коры происходят закономерные изменения рудогенерирующих источников и связанных с ними эндогенных рудных месторождений.

## ГЛАВА 9

### ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотрим характерные черты источников рудного вещества на примере оловорудных, золоторудных, свинцово-цинковых (стратиформных), ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений и специфические особенности источников крупных эндогенных месторождений.

#### ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопросы источников олова в эндогенных месторождениях являются предметом изучения уже многие десятки лет. В 30-е годы преобладали две основные модели происхождения олова в эндогенных месторождениях: одна опиралась на генетическую связь месторождений олова с массивами гранитов, другая — на заимствование россыпного олова из осадочных пород и, особенно из песчано-сланцевых толщ. Еще ранее В.М. Гольдшмидт установил, что содержание олова в глинистых осадках увеличивается одновременно с увеличением содержания глинозема. При этом в глинистых

сланцах, содержащих 18–20% глинозема, содержится 0,005% олова. А.П. Никольским (1955 г.) в песчано-сланцевых толщах такырской свиты в Калбинской оловянно-вольфрамовой зоне Алтая установлено присутствие ильменита, гематита, а также повышенные содержания олова и графита. Особенности состава вмещающих пород оказывали, по его мнению, влияние на металлоносность возникающий за их счет кислой магмы.

В результате исследований С.С. Смирнова (1947 г.) стало известным, что существует большая группа месторождений олова, отнесенная этим автором к касситерит-сульфидной формации. Эти месторождения находятся в парагенетической ассоциации с гранитоидными интрузивами повышенной основности. Основные модели происхождения различных типов месторождений олова стали детально разрабатываться в последующем. Для месторождений кварцево-касситеритовой формации были получены дополнительные подтверждения о генетической связи ее с гранитным магматизмом и в конечном итоге о коровом источнике олова. Эти данные опираются, с одной стороны, на оловянную специализацию некоторых гранитных интрузивов (В.С. Коптев-Дворников и др.), а с другой — на коровое происхождение оловянных интрузивов. Так, по И.А. Гинзбургу (1975 г.), редкометалльные, в том числе оловянные, месторождения не бывают связаны с гранитами габбровой формации, а близки к палингеным гранитам. Оловоносные калиевые граниты содержат от 10 до 40 г/т олова, которое достигает максимума в поздних и кислых дифференциатах (М. Г. Руб, В.А. Павлов, 1984 г.). Данные по изотопному составу стронция в редкометалльных гранитах и пегматитах показывают, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них всегда выше максимальной для базальтоидов величины 0,707. Это свидетельствует в пользу образования гранитов в пределах гранитного слоя.

Для специализированных на различные металлы гранитоидов характерны определенные окислительно-восстановительные условия. По данным А.Т. Хитрунова, гранитоиды, с которыми связана оловоносность, можно характеризовать как низкоокисленные. С этими условиями связано изменение валентности элементов, изменение их кислотно-основных свойств и в конечном итоге миграционных способностей. Так,  $\text{Sn}^{2+}$ , имея большой ионный радиус, накапливается в расплаве, тогда как  $\text{Sn}^{4+}$  входит в породообразующие силикаты и рассеивается.

Гипотеза С.С. Смирнова о специфическом происхождении месторождений касситерит-сульфидной формации получила углубленное развитие в работах В.Л. Барсукова и Л.В. Дмитриева (1975 г.). Ими разработана модель образования проявлений диорит-монцонитового (латитового) магматизма, с которым ассоциируют касситерит-силикатно-сульфидные и другие месторождения. В результате петрохимических расчетов было показано, что рудоносные монцонитоиды могут быть получены после частичного плавления слоя в мантии, отвечающего по составу гранатовым пироксенитам. Эти породы, обнаруженные в ксенолитах среди ареалов щелочных базальтоидов, отличаются резко повышенным, чем в ультрабазитах, содержанием ряда рудных элементов, в том числе олова, достигающим 10–12 г/т. Кроме того, известны данные о наличии касситерита в тяжелой фракции проб-протолок из гипербазитов Кубы и других регионов; олово присутствует и в некоторых минералах на Норильских место-

рождениях. Г.А. Осиповой установлено присутствие в касситеритах микровключений ильменита и хромита. Все это является дополнительными свидетельствами связи части олова с мантийными продуктами.

Несмотря на значительный прогресс в изучении источников олова, которые оказались полигенетичными, еще остается много неясных вопросов — поведение олова в вулканических процессах, происхождение элементов-спутников олова в месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной формации, внемагматические источники олова и др.

### **Геолого-тектоническая позиция и соотношение оловоносных и золотоносных поясов**

Антагонистический характер оловянной и золоторудной минерализации проявляется при анализе соотношения оловоносных и золотоносных поясов. Золотоносные и оловоносные пояса, которые мы рассмотрим на примере Востока СССР и Североамериканского континента, контролируются системами линеаментов, занимая в пределах этих линеаментов определенные интервалы. Мезозойские и кайнозойские рудоносные области восточного сектора земного шара входят в состав Тихоокеанского рудного пояса. Новым в металлогении этой провинции является выделение специализированных золотоносных и медных поясов, имеющих ориентировку, поперечную к поясам, согласным с обрамлением Тихого океана [43]. Их существование можно связывать с влиянием Гиперборейской глобальной концентрической структуры. Трансрегиональные секущие пояса разломов и скрытых линеаментов северо-западного простирания на Востоке СССР контролируют положение юрско-раннемеловых золотоносных поясов — Индигиро-Колымского, Анюйского, Чукотского, Алдано-Нижнеамурского, а также меднорудных поясов — раннемелового на Северо-Востоке СССР и палеозойского—мезозойского в Китае (рис. 35). Существование дискордантных рудных поясов, связанных с секущими трансрегиональными поясами разломов, не является специфической чертой только северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. Мы провели интерпретацию размещения золотой и медной минерализации на территории Североамериканского континента. Оказалось, что разновозрастные докембрийские, невадийские и ларамийские золотые и медные месторождения здесь также группируются в секущие рудные специализированные пояса, положение которых контролируется трансрегиональными линеаментами (см. рис. 35).

Специализированные золотоносные и медные пояса, резко дискордантные по отношению к общему простиранию Тихоокеанского рудного пояса, пересекают области с различным тектоническим строением и включают разновозрастные месторождения. Устойчивый характер этой закономерности подтверждается существованием таких секущих специализированных рудных поясов как на Азиатском, так и Североамериканском континентах. Северо-западное простирание секущих рудных поясов Востока Азии и северо-восточное — в Северной Америке можно объяснить тем, что и те и другие параллельны дугообразным линеаментам, обрамляющим древнюю Гиперборейскую платформу (см. рис. 35). Единая закономерная концентрическая Гиперборейская система поясов разломов и

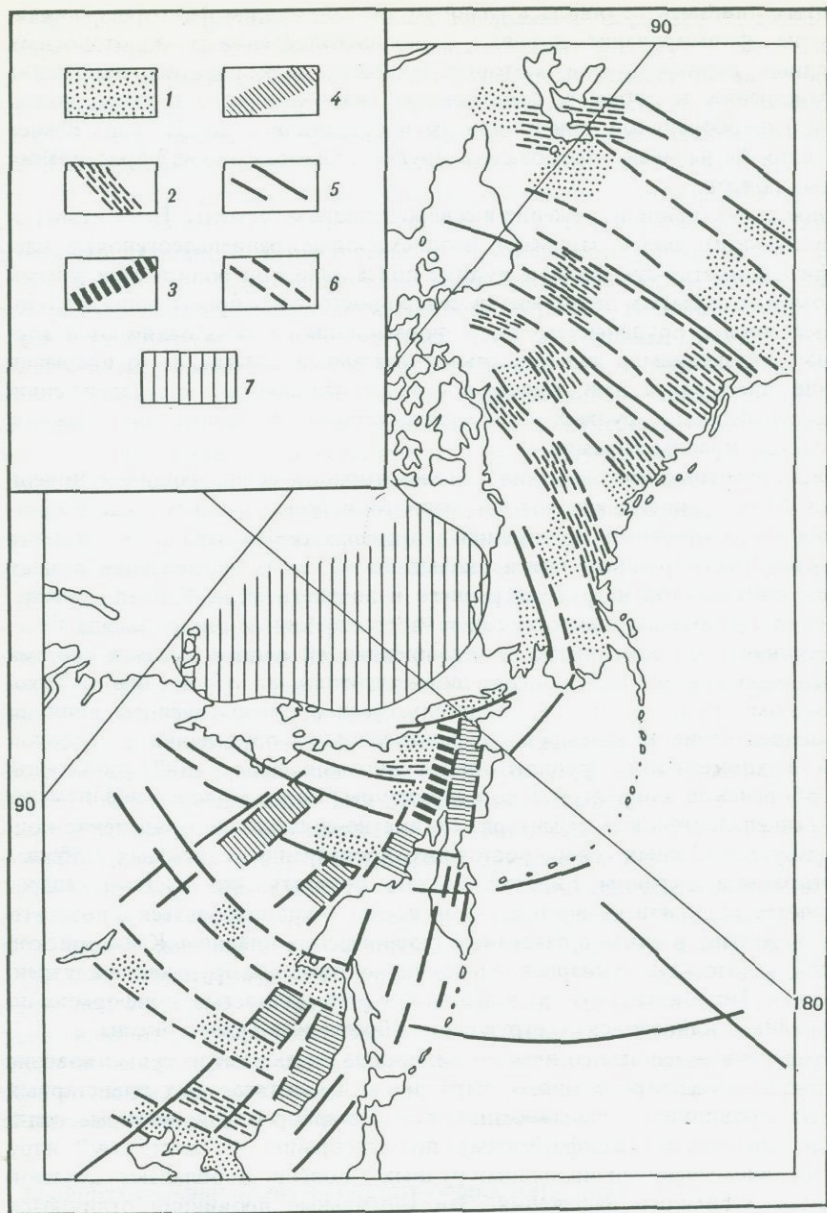


Рис. 35. Схема рудных поясов Азии, Северной и Центральной Америки

1-4 - площади распространения оруденения: 1 - золотого, 2 - медного допозднепалеогенового, 3 - золото-серебряного, 4 - оловянного; 5 - трансрегиональные секущие пояса разломов и скрытые линеаменты; 6 - границы рудных поясов; 7 - Гиперборейская платформа

скрытых линейментов явилась главным тектоническим фактором, влиявшим на формирование дуговых допозднепалеогеновых золотоносных и медных рудных поясов, которые занимают дискордантное положение по отношению к общему простиранию Тихоокеанского рудного пояса. Пояса гиперборейской ориентации распространялись до  $27^\circ$  с.ш. Южнее этой широты начинают преобладать другие, "тихоокеанские" простирания рудных поясов.

Иное структурное положение в северо-западном сегменте Тихоокеанского подвижного пояса занимают поздне меловые—раннепалеогеновые касситерит-силикатно-сульфидные рудные пояса. Они контролируются зонами разломов и скрытых линейментов северо-восточного простирания. Оловяносные зоны с оруденением этого формационного типа отличаются торцовым сочленением с золотоносными поясами и зонами, часто прерывая их или прерываясь ими. Северо-восточное направление касситерит-силикатно-сульфидных рудных зон соответствует в целом простиранию восточной окраины Евразии.

Дискордантные соотношения обычно торцово сочленяющихся поясов и зон более раннего золотого и медного и более позднего касситерит-силикатно-сульфидного оруденений в пределах северо-западного сегмента Тихоокеанского рудного пояса указывают на смену активизации разных систем линейментов на рубеже раннего и позднего мела. Единая концентрическая система линейментов северо-востока Азии и северо-запада Североамериканского континента и подчиненная ей единая дуговая система золотоносных и медных поясов, дискордантных по отношению к Тихоокеанскому рудному поясу, свидетельствует о преобладающем влиянии на распределение позднеюрского—ранне мелового оруденения в северной части Тихоокеанского рудного пояса дуговых дислокаций глобальной Гиперборейской концентрической структуры. Более молодое поздне меловое—раннепалеогеновое касситерит-силикатно-сульфидное оруденение концентрируется в зонах северо-восточного простирания, согласных с общим простиранием окраины Евразии. Можно полагать, что система северо-восточных разломов на востоке Азии начала активизироваться с позднего мела, вероятно, в связи с развитием океанической впадины. Кайнозойское медное, золото-адуляр-кварцевое и свинцово-цинковое оруденение внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса уже полностью конформно по отношению к кайнозойским структурам обрамления Тихого океана.

Приведенные данные со всей очевидностью указывают на существование в восточном секторе земного шара двух самостоятельных планетарных рудных провинций — Тихоокеанской и Гиперборейской, которые отличаются согласным (конформным) по отношению к "жесткому" ядру простиранием специализированных рудных поясов и обладают крупной областью взаимного наложения. Эти глобальные провинции отличаются разновременными активизацией эндогенных процессов и формированием разных групп месторождений золота и меди или олова. В Гиперборейской провинции рудообразование активно протекало в юрское—ранне меловое время; позднее, в позднем мелу и кайнозое, более активно развивались эндогенные процессы в Тихоокеанской провинции. В более ранние этапы развития земной коры активность процессов рудообразования была более высокой в североамериканском сегменте Гиперборейской провинции.

Секущие трансрегиональные пояса разломов и скрытых линеаментов северо-западного и северо-восточного простирания в северной части Тихоокеанского подвижного пояса оказываются рудоносными не на всем их протяжении. Как показали наши исследования на Востоке СССР и анализ литературных данных по Северной Америке, позднемезозойское—кайнозойское золотое и оловянное оруденение концентрируется в пределах секущих поясов линеаментов в областях орогенной активизации и только в соответствующих благоприятных для них тектонических условиях, предопределяющихся структурами докембрийского фундамента. Для золото-кварцевого оруденения характерна приуроченность к зонам, которые связаны с предшествовавшими глубокими рифей—раннепалеозойскими геосинклинальными и более древними протогеосинклинальными прогибами. Напротив, касситерит-силикатно-сульфидное оруденение обычно тяготеет к районам пологих дислокаций, периферийным зонам срединных массивов или валобразным поднятиям докембрийского фундамента, перекрытым сравнительно мощным чехлом осадочных или вулканогенно-осадочных отложений. В этой особенности тектонической позиции золотого и оловянного оруденения заключается главная причина территориальной разобщенности специализированных золотоносных и оловоносных площадей в рудных провинциях. Такая тектоническая предопределенность формирования золотого и оловянного оруденения в мезозойский орогенный этап развития регионов Востока СССР приводила к его локализации только в определенных отрезках длительно развивавшихся поясов линеаментов северо-западного и северо-восточного простирания Гиперборейской и Тихоокеанской рудных провинций.

Таким образом, на распределение золото-кварцевого и допозднепалеогенового медного оруденения в восточном секторе земного шара существенное влияние оказывала Гиперборейская концентрическая структура. В то же время касситерит-силикатно-сульфидное, золото-адуляр-кварцевое и позднетретичное—четвертичное медное оруденения связаны с развитием Тихоокеанского тектонического пояса. Это указывает на разные источники поступления золота и меди, с одной стороны, и олова — с другой. Первые два металла поступали из областей, входящих в сферу влияния Гиперборейской концентрической структуры, и непосредственно связаны с глубинной областью ее заложения. Позднемеловое—кайнозойское касситерит-силикатно-сульфидное, золото-серебряное и кайнозойское медное оруденения уже проявляют прямое отношение к этапу развития Тихоокеанского пояса, что указывает на поступление этих металлов из глубинной области заложения Тихоокеанской рудной провинции.

### **О происхождении олова и сопутствующих металлов в рудоносных вулканических комплексах**

Особенности состава некоторых типов вулканических пород и их геотектоническое положение среди образований орогенного комплекса ранее дали нам основание судить о возможности существования парагенетической связи с ними оловянно-полиметаллических руд вулканогенного типа [106]. Был выдвинут новый критерий — наличие в первых металлосодержащих частиц-гепоксидов. Состав и соотношение металлов в них близ-

ки к таковым в силикатно-сульфидных оловянных рудах. Образование гепоксидов связывается с процессами их конденсации из высокотемпературного рудоносного флюида.

Вулканогенные породы, включающие металлсодержащие частицы и ассоциирующие с рудной минерализацией, относятся к выделенным Е.Б. Яковлевой в 1982 г. в качестве самостоятельной группы флюид-порфировым комплексам, формирование которых тесно связано с явлениями глубинной дегазации. Наиболее характерными особенностями этих пород являются присутствие нескольких поколений минералов-вкрапленников, резорбция наиболее ранних индивидов, наличие полостей, благоприятных для формирования различных минералов, в том числе и рудных. Особенности распределения рудных элементов в породах флюид-порфировых комплексов связаны с двумя формами нахождения (магматической и внемагматической). Поведение рассеянной (магматической) формы связано с процессами магматической дифференциации. Так, содержание свинца и цинка при процессах дифференциации расплава понижается. Установлено, что их содержание (соответственно 50 г/т и 150 г/т) в полевых шпатах повышено в полтора и два раза по сравнению с валовым содержанием. Олово, напротив, концентрируется в конечных дифференциатах, и его содержание в полевых шпатах, как правило, ниже чувствительности определения (меньше 5 г/т).

Распределение рудных металлов, заключенных в частицах-гепоксидах, не зависит от степени дифференцированности продуктов вулканической деятельности. Продукты конденсации рудоносного флюида близкого химического состава присутствуют в вулканитах как среднего, так и кислого состава и определяют высокую дисперсию в распределении содержаний рудных элементов, а также отсутствие корреляции в изменчивости содержаний свинца, олова, цинка и меди, с одной стороны, и кремнезема — с другой.

Вопросы происхождения рудных компонентов, в том числе и олова во флюид-порфировых комплексах, могут обсуждаться, основываясь на изучении как возможных глубин генерации вулканических пород (на основе распределения изотопов стронция и др.), так и особенностей внутреннего строения и состава металлсодержащих частиц и параметров флюида. В первом случае можно решать вопросы о происхождении магматических рассеянных форм рудных компонентов, а во втором — внемагматических.

О больших глубинах генерации средней и кислой магм. флюид-порфировых комплексов свидетельствуют впервые обнаруженные нами гранат-пироксеновые нодулы. Высокие содержания пиропового компонента в альмандиновых гранитах (до 17%) и жадеитового компонента в пироксен-омфацитах (до 14%) позволили относить эту минеральную ассоциацию к эклогитовой. Она рассматривается, как это предполагалось ранее на основе экспериментальных данных А.Е. Рингвуда, в качестве продукта фракционирования глубинного расплава от базитового до андезитового и дацитового на глубинах порядка 50–70 км при давлении около 25 кбар. Приводимые ранее данные по изотопному составу стронция рассматриваемых пород не противоречат возможности участия мантийного вещества в их формировании [106]. Для целого ряда экструзивных образований, занимаю-

ших определенное структурное положение, отмечается весьма существенное повышение содержания радиогенного стронция, которое можно связывать с участием корового вещества в формировании расплавов. Таким образом, можно считать установленным, что рассеянные в вулканиках рудные компоненты магматического происхождения, как и сама вулканическая магма, могут иметь как коровое, так и подкоровое происхождение. Следует считать, что в каждой конкретной пробе соотношения компонентов из двух источников могут меняться.

Судя по составу газов, заключенных в первично-магматических включениях в минералах, а также по особенностям состава и внутреннего строения частиц-гепоксидов, образовавшихся в связи с процессами глубинной дегазации, состав глубинного флюида был относительно постоянен и практически не зависел от изменения химического состава магматических пород. Среди газов, заключенных в минералах, по данным В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [54], преобладали неокисленные и слабоокисленные соединения углерода и водорода, хлор, щелочные и щелочно-земельные элементы.

Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце и заключенном в нем апатите изменяется от 1030 до 1300 °С (данные В.Г. Наумова). Во включениях отмечены кристаллы галита. О малой степени окисленности производных глубинного флюида, о высоких температурах и давлении во флюидной системе свидетельствуют продукты ее конденсации. Среди многочисленных фаз гепоксидов выделяются три разновидности. Первая представлена скрытокристаллической массой хаотически расположенных (размер однородных микрообластей не более 1,5–2,0 мкм) кристаллитов самородного олова, свинца, меди, железа, твердых растворов меди с никелем, меди с цинком, стестаитом, графитом, цинкитом, купритом. В отдельных случаях установлено низкопробное золото. Среди окристаллизованных фаз установлена аморфная, в которой зафиксировано присутствие олова, свинца, сурьмы. Кроме рудных компонентов, в частицах обнаружены две разновидности нерудных составляющих. К одной из них относятся обломки минералов из дезинтегрированных глубинных пород, заимствованные флюидом при его продвижении к поверхности; размеры обломков редко превышают 40 мкм. Среди них обнаружены циркон, хризотил-асбест, лизардит, мусковит, магнетит. Другие нерудные фазы либо располагаются преимущественно на поверхности гепоксидов, либо обтекают мелкие кристаллы циркона, проникая по трещинам в их внутренние области. Среди этих скрытокристаллических агрегатов обнаружены кальцит, сильвин, кварц, каолинит, а также аморфная фаза, в которой зафиксированы Ca, K, Si, S, Cl, Fe, Mn, Na.

Присутствие среди скрытокристаллической массы самородного железа, графита, аморфных фаз, состоящих из рудных и нерудных компонентов, позволяет заключить, что переход флюидной системы из газообразного в жидкое состояние и последующее уплотнение жидкости происходили при резком падении температур от близких к кипению отдельных компонентов до благоприятных для сохранения куприта и цинкита. Можно допустить, что температура во флюидной системе могла достигать 1500 °С, когда происходит неэлектролитическая диссоциация воды. Образовавшаяся в результате резкого охлаждения неравновесная в термодинамическом отношении многокомпонентная система термически устойчива.

Частицы выдерживают нагревание до 700 °С без видимых структурных изменений, благодаря тому что для приведения в полное равновесие вещества, слагающего частицы, требуется длительный высокотемпературный отжиг. Особые условия образования металлсодержащих частиц гепоксидов являются основной причиной, приведшей к их сохранности в вулканитах, с которыми они неравновесны. Все вышеперечисленные особенности состава частиц-гепоксидов позволяют с уверенностью относить их к продуктам конденсации высокотемпературного глубинного флюида. Судя по величине максимально возможных температур при образовании некоторых минеральных ассоциаций и по восстановительному характеру флюида, область его генерации может находиться на уровне мантии. Установлено, что на раннем этапе развития сводовых сооружений при формировании известково-щелочных андезитов и их субвулканических аналогов в восстановленном флюиде главным образом концентрировались свинец, медь, цинк, которые являются основными компонентами медно-порфировых руд, образовавшимися именно в тот период развития орогенных структур. На позднем этапе развития сводовых сооружений во флюидной системе, сопровождавшей формирование контрастных андезито-липаритовых комплексов, в более восстановительной обстановке происходила концентрация олова, свинца, цинка, сурьмы с примесями других металлов. Подобное соотношение рудных компонентов типично для оловянно-полиметаллических руд.

Таким образом, полученные данные об особенностях нахождения и перераспределения двух форм рудных компонентов во флюид-порфировых комплексах позволяют заключить, что их происхождение различно. Рудные компоненты, рассеянные в вулканических породах, как и сама вулканическая магма, могли быть генерированы в пограничных областях коры и мантии, а также и в менее глубинных горизонтах. Эта форма нахождения рудных компонентов не могла стать источником рудного вещества оловянно-полиметаллических месторождений, так как пути миграции олова и других халькофильных элементов при этом различны. Одним из источников вещества месторождений, как нам представляется, является вещество глубинного высокотемпературного флюида, которое из-за особых условий во флюидной системе могло как свободно мигрировать в магматической колонне, так и проникать по трещинам во вмещающие породы. Известные силикатно-сульфидные руды могли формироваться при трансформации вещества флюида в условиях пониженных температур и давлений в гидротермальный раствор, что сопровождалось поступлением в систему соединений серы и других компонентов.

### **Первичная концентрация олова в ильменит-углеродистых метасоматитах**

В последние годы в ряде оловорудных районов Дальнего Востока и в некоторых районах Средней Азии впервые выявлено широкое развитие восстановленных ильменит-углеродистых метасоматитов [103]. Образование эти контролируются протяженными зонами скалывания и будинажа, отличаются повышенным содержанием олова, свинца, хрома, марганца и других металлов, содержат в качестве аксессуарных самородные металлы

и интерметаллиды. Во всех случаях отчетливо устанавливается более раннее образование характеризующих метасоматитов по отношению к гидротермальным оловорудным жильным телам, при образовании которых рассеянные в метасоматитах металлы могли извлекаться и переотлагаться.

Минералого-геохимические особенности ильменит-углеродистых метасоматитов свидетельствуют о весьма специфических условиях их образования, существенно отличающихся от тех, в которых формируются гидротермальные жильные тела оловорудных районов.

Нами ильменит-углеродистые метасоматиты обнаружены и детально изучаются в Кавалеровском районе Южного Приморья. В этом районе рудоносные восстановленные метасоматиты приурочены к зонам смятия и будинажа в мезозойских флишоидных толщах. Они представлены тонкозернистыми породами черного цвета, обычно матовыми, реже блестящими. Внешне метасоматиты весьма похожи на терригенные породы района, незатронутые какими-либо изменениями. Видимо, по этой причине они и оставались долгое время нераспознанными. Лишь при внимательном изучении можно увидеть внешние отличия метасоматитов и различить особенности их минерального состава. Метасоматиты содержат прожилки и гнездообразные обособления графита, шунгитоподобных выделений и сажистых масс углеродистого вещества, а также минералы титана, главными из которых являются ильменит и рутил, тонкие вкрапленники сульфидов, преимущественно пирротина, мелкие включения самородных металлов.

Соотношения в метасоматитах основных минералов, представленных ильменитом, рутилом, графитом и слабоокристаллизованным углеродистым веществом, колеблются в широких пределах. Можно выделить почти чисто титанистые метасоматиты и, напротив, разности, не содержащие титановых минералов, обогащенные графитом или графитом и слабоокристаллизованным углеродистым веществом. Ильменит-углеродистые метасоматиты в качестве редких минералов содержат вюстит, комасит (?), скуттерудит и в качестве аксессуарных — самородные металлы и их смеси. Из самородных металлов чаще встречаются железо, из смесей — природные сростания свинца и олова. Значительно реже наблюдаются алюминий, самородный свинец и самородное олово, смеси железа и цинка, цинкистая медь.

Графит в метасоматитах представлен тонкопластинчатыми выделениями размером индивидов в сотые и тысячные доли миллиметра. Отдельные чешуйки его слегка деформированы. В графите отмечены зерна самородных металлов, сульфидов, кальцита. Значительно реже в качестве включений по спайности минерала наблюдается слюдка. В отдельных прожилках и гнездах графит развит в виде или сплошных мономинеральных скоплений, или тесных сростаний с относительно крупнозернистыми выделениями кальцита и сульфидов. Весьма часто графит ассоциирует со слабоокристаллизованным углеродистым веществом.

Сульфиды в метасоматитах представлены в основном пирротинном, пиритом, халькопиритом. Как и все остальные минералы метасоматитов, сульфиды в большинстве случаев представлены тонкозернистыми вкрапленниками, реже — прожилковидными выделениями или небольшими гнездообразными скоплениями, в которых ассоциируют с минералами углерода, чаще с графитом.

Ильменит и рутил обычно образуют в породе тончайшие более или менее равномерно распределенные включения. И ильменит и рутил, особенно вблизи рудных жил, в той или иной степени замещены агрегатами мелких зерен сфена. Самородные металлы и интерметаллиды, обнаруженные в метасоматитах, представлены чаще всего пластинчатыми и шаровидными выделениями. Максимальные размеры пластинок 0,1–0,2 мм, шаровидных выделений — 0,8–1,0 мм.

Охарактеризованные выше ильменит-углеродистые метасоматиты встречаются нами также в ряде эксплозивных трубок и брекчиевых зон Кавалеровского района в виде округлых обломков. Подобные образования обнаружены, в частности, в брекчиевой трубке "Северная" Арсеньевского месторождения.

Выполненные в ИГЕМ АН СССР изотопные геохимические исследования показали, что углерод из минерализации разных вертикальных уровней различается по изотопному составу, по значению  $\delta^{13}\text{C}$ . В углероде более глубоких образований  $\delta^{13}\text{C} = -16\text{‰}$  (две пробы). Анализы выполнены в лаборатории изотопных исследований ИГЕМ АН СССР Л.П. Носиком. Эти цифры  $16\text{‰}$  не исключают возможности образования углерода при участии мантийного вещества, хотя для самого мантийного углерода принимается  $\delta^{13}\text{C} = -7 \div -9\text{‰}$ . Флюиды, несущие мантийный углерод, могли при циркуляции обогащаться углеродом карбонатных и терригенных пород, и это могло приводить к изменению изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -16\text{‰}$ ). На более высоких уровнях, где распространены ильменит-углеродистые метасоматиты, графит и шунгит содержат углерод с  $\delta^{13}\text{C} = -18 \div -25\text{‰}$  (на основании анализа 9 проб).

Наличие в метасоматитах ассоциации самородных металлов с нулевыми валентностями и углерода позволяет предполагать, что привнос веществ осуществляется восстановленными существенно углеводородными глубинными флюидами. Следуя представлениям, развивавшимся А.Н. Заварицким, Р.М. Слободским, А.Л. Павловым и др., можно допустить, что перенос веществ такими флюидами осуществлялся в виде металлоорганических соединений. Металлоорганические соединения распались вследствие своей термической и окислительной неустойчивости по мере приближения флюидов в области пониженного давления и повышенного потенциала кислорода. Р.М. Слободской отмечал также, что широкие вариации составов металлоорганических соединений позволяют допускать перенос в рудоносных флюидах совместно с металлами галогенов, серы, кремнезема и других элементов, принимавших участие в рудообразовании [93].

В верхней части колонны в условиях повышенного потенциала кислорода восстановленный газовый флюид мог преобразовываться в углекисло-водный гидротермальный раствор. Последний мог смешиваться с гидротермами — производными магматических очагов и с вадозными водами, и в дальнейшем гидротермальное рудообразование могло происходить уже из такого полигенного раствора. Из него могли формироваться наложенные на метасоматиты гидротермальные прожилковые и жильные тела. К весьма близким выводам об участии в рудообразовании восстановленных глубинных флюидов и последующей их трансформации пришел А.Л. Павлов (1983 г.) при изучении условий гидротермального минералообразования в областях современного вулканизма.

В порядке сравнения отметим, что ассоциации углерода и самородных металлов, аналогичные обнаруженным нами в метасоматитах Кавалеровского района и П.Ф. Иванкиным и др. (1984 г.) в метасоматитах золоторудных полей, ранее были уже установлены Л.Е. Штернбергом (1979 г.) в осадках северо-восточной части дна Тихого океана, Л.Г. Филимоновой (1981 г.) в вулканитах Дальнего Востока, синхронных с оруденением, М.И. Новгородовой (1983 г.) в золоторудных жилах некоторых месторождений Южного Урала и Средней Азии.

Сходные ассоциации установлены также в глубинных ксенолитах пород, причем содержание углерода и самородных металлов тем выше, чем больше глубина образования пород [3]. Важно отметить также и тот факт, что парагенезис углерода и самородных металлов характерен и для кимберлитовых трубок [36]. Это можно рассматривать как косвенное указание на глубинное происхождение минеральных ассоциаций с самородными элементами.

Наличие минеральных ассоциаций углерода с самородными элементами в земной коре, аналогичных тем, которые характерны для больших глубин, свидетельствуют о том, что в определенных участках земной коры в силу благоприятных для этого условий могли возникать области с повышенной температурой и низкой фугитивностью кислорода. Создания таких условий способствовало длительное поступление тепла и восстановленных флюидов вдоль зон долгоживущих глубинных разломов.

Изучение ильменит-углеродистых метасоматитов, широко развитых на площадях оловорудных полей и районов, позволило сделать ряд выводов, из которых основными являются следующие:

- 1) формирование зон углеродизации происходило в условиях поступления из глубин восстановленных существенно углеводородных газовых флюидов;

- 2) присутствие в метасоматитах самородного алюминия свидетельствует, что вода не могла быть устойчивой в образовавших их флюидах и графит-ильменитовые метасоматиты формировались, вероятно, из сухих газов;

- 3) метасоматиты являются новым типом минерализации, альтернативным гидротермальному;

- 4) геохимические аномалии, связанные с углеродистыми метасоматитами, представляют собой первую внемагматическую ступень выноса глубинного вещества, в том числе олова и других металлов;

- 5) широкое распространение углеродистых метасоматитов в оловорудных районах Приморья и присутствие в них самородного олова и свинца, с одной стороны, и "мантийных" элементов, с другой, позволяют предположить существование двухступенчатого привноса и концентрации рудных элементов; вначале возникали их геохимические аномалии за счет привноса восстановленными сухими флюидами, а затем уже в более позднее время происходили мобилизация и переотложение рудных элементов гидротермами.

Как мы уже отмечали, не исключается участие в рудообразовании и вадозных вод. О том, что смешение растворов имеет место в вулканических поясах, наглядно показали изотопно-геохимические исследования О'Нейла и Зильбермана (1974). О'Нейл и Зильберман провели изотопные исследо-

вания кислорода и водорода в первичных включениях рудообразующих минералов 22 жильных эпитегрмальных золото-серебряных месторождений вулканогенного типа в штате Невада (США). Они установили, что гидротермальные ювенильные рудообразующие растворы содержали значительную примесь вадозных вод (около 20%).

### Роль ранних дорудных биотитовых метасоматитов как источников олова

В оловорудных районах Дальнего Востока и других провинций пользуются широким развитием региональные метасоматиты, по некоторым данным имеющие догранитный возраст (Ю.Н. Размахнин, 1971 г.). Наибольшее распространение среди них имеют биотитовые метасоматиты, особенностью которых являются восстановительные условия их образования. В.К. Финашин, И.Н. Говоров (1983 г.) специально отметили, что характерной особенностью биотитовых метасоматитов является их высокая восстановленность, которая определена по соотношению окисных и закисных форм железа. Коэффициент окисления железа в них обычно не превышает 5–6% и заметно отличается от биотитов окологранитных роговиков. В сходных условиях образуются также и ильменит-углеродистые метасоматиты.

Ю.Н. Размахнин и др. (1971, 1973 гг.) выделяют среди биотитов региональные и локальные. Региональные биотиты, по Ю.Н. Размахнину, представлены догранитными образованиями, слагающими нижний метасоматический ярус. Обрамляющие их пропилиты и березиты образуют верхний метасоматический ярус. Ю.Н. Размахнин рассматривает региональные биотиты как производные глубинного палингенеза под воздействием трансмагматических растворов. Трансмагматические растворы, как считают Э.П. Изох (1967 г.) и И.Н. Говоров (1967 г.), на фронте своего движения вызывали глубинное палингенное плавление.

Как показали разведочные и эксплуатационные работы, рудные поля и месторождения тяготеют к куполам биотитов, располагаясь над ними или вокруг них. В этих же куполах развиты локальные метасоматиты (калишпатизация, актинолитизация, хлоритизация и т.д.).

Э.П. Изох (1957 г.) указал на металлогеническое значение биотитов, отметив, что они имеют догидротермальную природу и что даже раннегидротермальные фации метасоматитов наложены на биотиты. Ю.Н. Размахнин и В.К. Финашин считают, что биотиты образуются в условиях привноса  $Fe^{2+}$ , К, Mg. Отмечается также отчетливое накопление Al, Ti, Ca, P, Mn при общем выносе Si и Na. По В.К. Финашину (1980 г.), помимо этого, происходит привнос бора, фтора и олова. По данным Ю.Н. Размахнина (1977 г.), биотиты на оловоносных полях всегда отличаются повышенными концентрациями олова (15–20 до 100 г/т). При развитии оловянно-полиметаллической минерализации биотиты характеризуются спадом оловоносности (10–15 г/т и даже 6–8 г/т). До 80–90% олова в биотитах находится в биотите в изоморфной форме и лишь 5–15% олова присутствует в окисной форме.

В биотитах из биотитовых метасоматитов определены (данные Ю.Н. Размахнина) следующие компоненты (в %):  $SnO_2$  – 0,025,  $Se_2O_3$  –

0,0034, Mn — 0,34, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,025, Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,020, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,052, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,0022.

На Арсеньевском, Дубровском, Перевальном и других месторождениях наблюдаются явления наложения на биотитовые метасоматиты поздних гидротермальных растворов. При этом происходит полное или частичное превращение биотитов в пропилитовые метасоматиты. Биотит оказывается нацело замещенным хлоритом и серицитом. Нередко наблюдается чередование биотитизированных пород и гидротермально преобразованных с четкими или постепенными переходами между ними.

В биотитах при более поздней метасоматической проработке формируются гидротермальные воронки. А.А. Безруков (1984 г.) и др. отмечают, что эти образования хорошо фиксируются различными геофизическими методами и могут быть использованы в поисковых целях. При образовании гидротермальных воронок часть олова и других элементов, содержащихся в биотитах, подвергается экстракции гидротермами с последующим их отложением в зонах разрывов.

Таким образом, как углеродистые метасоматиты, так и биотиты обогащены многими рудными элементами (оловом, свинцом, цинком, марганцем, фтором, бором и др.). В последующем при наложении гидротермально-метасоматических процессов эти элементы могут быть источником рудных образований.

Полученные нами новые данные подкрепляют известное положение о полигенности источников олова. Установлено различие в характере источников, связанных с гранитоидными и вулканогенными магмами, причем последние оказываются производными более глубоких эндогенных процессов. Существенно пополнены представления о внемагматических источниках олова, которыми являются восстановленные сухие флюиды, формирующие "ранние" метасоматиты. Среди них биотиты и ильменит-углеродистые метасоматиты. Концентрация рудного вещества может быть многократной, и содержания металлов в метасоматитах обычно достигают промышленных лишь в результате их последующей гидротермальной переработки.

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Проблема источников золота и генетических моделей формирования эндогенных золоторудных месторождений на протяжении длительного времени остается одной из наиболее дискуссионных в теории рудообразования. Низкие кларковые содержания золота в земной коре, относительно низкие содержания его в промышленных рудах, нахождение таких руд практически во всех формациях осадочного и гранито-гнейсового слоев земной коры предопределяли сложность изучения закономерностей концентрации этого благородного металла в месторождениях.

К настоящему времени можно считать доказанным множественность источников золота и золотоносных флюидов. Традиционные представления о связях золоторудных месторождений как с базальтоидным, нижнекоровым и мантийным, так и гранитоидным коровым магматизмом в последнее время пополнились знаниями о природе магматизма (см. гл. 1). Показана

рудогенерирующая способность толеитовых базальтов и известково-щелочных магм, неодинаково эволюционировавших в геосинклинальных зонах, в краевых и центральных частях литосферных плит.

Наряду с этим получили развитие гипотезы метаморфогенной мобилизации и концентрации золота. На смену представлениям, наиболее активно развиваемым Бойлом, о заимствовании золота из вмещающих метаморфических пород и переотложении его в ослабленных зонах с незначительным восходящим перемещением, пришли гипотезы, разделяющие сферы мобилизации (выщелачивания) золота и его отложения. Гровсом [126] и другими зарубежными исследователями предложена модель выноса золота в процессе метаморфизма из пород амфиболитовой фации, перенос его метаморфогенными флюидами по тектоническим зонам и отложение среди вышезалегающих пород зеленокаменной фации. Эта модель базируется на данных изучения некоторых австралийских золоторудных месторождений и предлагается как универсальная для докембрийских золоторудных месторождений, залегающих в зеленокаменных трогах.

Новые модели предложены для объяснения генезиса представительной группы золоторудных месторождений так называемой черносланцевой формации. Предполагается, что формирование этих месторождений происходило при мобилизации первично-осадочного золота под воздействием тепловых потоков периода внедрения гранитоидных магм.

Как видно, разработки последних лет принципиально не изменяют сложившихся ранее представлений об источниках золота, а лишь дополняют и развивают их [75]. Вместе с тем из этих разработок следует, что дальнейший прогресс в изучении источников золоторудных месторождений может быть связан прежде всего с углубленным исследованием конкретных групп месторождений или рудных полей, с разработкой реалистических моделей рудообразующих систем, базирующихся на данных о пространственном положении, физико-химическом и термодинамическом развитии геологически конкретных источников золота и золотоносных флюидов.

Тематическими исследованиями были охвачены месторождения трех представительных золоторудных районов: Коларского в Южной Индии, Северо-Казахстанского и Чаткало-Кураминского в СССР. Для разработки проблемы источников вещества золоторудных месторождений использованы результаты изучения изотопного состава свинца, проведенные авторами в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР. Измерения изотопных отношений свинца проведены на масс-спектрометре МИ-1320 с точностью 0,1–0,15, позволяющей использовать современные модели интерпретации данных.

Коларский золотоносный район широко известен в связи с нахождением в его пределах одноименного рудного поля, из месторождений которого добыто около 800 т золота. Это рудное поле давно привлекает внимание исследователей в связи с большими глубинами распространения золотых руд (более 3250 м). Нахождение рудного поля в типичных докембрийских зеленокаменных породах, отсутствие пространственных связей с интрузивными телами, простота вещественного состава руд, данные о контроле рудных тел складчатыми структурами привели ряд исследователей к выводу о метаморфогенном происхождении оруденения. При этом считается, что золото заимствовалось из вмещающих амфиболитов. Наряду

с этим другие исследователи придерживались мнения о гидротермальном происхождении золотых руд Колара, хотя конкретных данных о вероятных источниках золота ими не приводилось [136]. Целенаправленные исследования, проведенные группой сотрудников ИГЕМ АН СССР совместно с индийскими специалистами, позволили подтвердить обоснованность представлений о Коларском месторождении как о гидротермальном и связать его формирование с очагом гранитоидных магм, находившимся на небольшом удалении от зоны выклинивания кварц-золоторудной минерализации [140].

Золотое оруденение в рудном поле Колар сконцентрировано в прослеженной почти на 8 км по простиранию зоне скальвания [136]. К этой зоне приурочено рудное тело Чемпион риф, обрабатываемое ныне на глубинах более 3 км. Золото здесь ассоциирует с арсенопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом и более редко встречающимися теллуридами серебра и висмута. Рудные минералы накладываются на кварцевые агрегаты и составляют в среднем около 1% общей минеральной массы. В имеющих второстепенное значение менее протяженных зонах, субпараллельных рудному телу Чемпион риф, сульфиды, главным образом пирротин, арсенопирит, пирит, составляют в среднем около 10% минеральной массы. Они обрабатываются на глубинах около 1 км. Для золоторудных тел Колара характерно выдержанное развитие околорудных биотитовых метасоматитов, непосредственно на контакте с кварцем иногда сопровождающихся тонкими диопсидовыми оторочками.

В целом имеющиеся данные позволяют говорить о сложной длительной истории формирования золоторудных тел. В их составе выделяются по крайней мере четыре генерации кварца. На верхних и средних горизонтах преобладает темноокрашенный, коричневатый кварц, сходный по облику с метаморфогенным кварцем кристаллических толщ. На глубоких горизонтах присутствует в основном светло-серый и белый кварц, часто со слабыми голубоватыми, коричневыми и другими оттенками. Образование этого кварца за счет первичного темноокрашенного выявляется при наблюдении их постепенных переходов с сохранением реликтов темноокрашенного кварца в белом, при наблюдении прожилков белого кварца среди темно-серого. Характерно, что в забоях глубоких горизонтов светлый, часто полосчатый тонкозернистый кварц нередко сменяется крупнозернистым, местами прозрачным, ассоциирующим с полевыми шпатами, крупнозернистым турмалином и биотитом. В зальбандах наблюдается и крупночешуйчатый биотит.

Кварцу коларских руд приходится уделять особое внимание именно потому, что соотношения кварцевых тел с вмещающими метаморфическими толщами и дайками берутся в основу при выводах о генезисе докембрийских месторождений. В рудном поле Колар установлены пересечения кварцевых тел дайками пегматитов и долеритов, габбро-диабазов. Однако эти пересечения нельзя считать истинными. Дайками основных пород пересекаются тела раннего кварца. Поздний светлоокрашенный кварц, как и амфибол, устанавливается в прожилках и среди даек. На нижних горизонтах отмечается выклинивание жил белого кварца (обнаруживающего постепенные переходы с пегматитами) около даек. Таким образом, можно наметить следующую схему формирования кварцево-рудных тел: мета-

соматический темноокрашенный кварц (с примесями титана, хрома, никеля, свойственными вмещающим амфиболитам и реликтами последних) — деформации — формирование пегматитов и осветление, перекристаллизация кварца I, образование кварц-полевошпатовых тел — внедрение даек долеритов — перекристаллизация кварца и формирование его прожилков одновременно с отложением золота и сопутствующих золоту минералов. Эпигенетическая природа золотоносного кварца по отношению к метаморфическим породам подтверждается и данными термобарогеохимических исследований, выполненных В.Б. Наумовым [14]. В составе газовой-жидких включений в кварце II(III?) (осветленном, перекристаллизованном) этот автор выявил  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ . Давление флюида, измеренное по включениям, составляло 1,6–3,6 кбар, т.е. больше, чем литостатическое давление для глубоких частей тела Чемпион риф.

Золото в ассоциации с сульфосолями и теллуридами наложено на кварцевые жилы, сложенные кварцем I и II генерации, а иногда и на пегматитовые тела. Показательна приуроченность золоторудных столбов к некоторым секущим дайкам долеритов. Наконец, в Коларском рудном поле не выявлено зон амфиболитов, обедненных золотом, которые могли бы служить источником золота, областью его выноса.

Геологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что золото поступало из глубинных источников, очевидно из магматических очагов, находившихся на удалении порядка 1 км и более от нижней части рудного тела Чемпион риф. Судя по данным изучения изотопов свинца из галенитов, находящихся в ассоциации с золотом, последнее поступало из разноглубинных источников. Отношение  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в галенитах из рудного тела Чемпион риф равны 14,79–14,82, а  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — 15,34–15,39. При рассмотрении эволюционной диаграммы эти изотопные данные указывают на происхождение свинца из обогащенного ураном источника, что является типичным для коровых источников. В галенитах из соседнего рудного тела Ориенталь, расположенного примерно в 300 м западнее рудного тела Чемпион риф, указанные изотопные отношения свинца составляют соответственно:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,39 - 14,41$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,09 \div 15,12$ . Это указывает на участие в рудообразовании и другого, более глубинного источника свинца (а вместе с ним и золота). Различия в изотопном составе свинца в галенитах из рудных тел Чемпион риф и Ориенталь можно увязать с вышеотмеченными различиями этих рудных тел по составу. Повышенная сульфидность в рудном теле Ориенталь вполне согласуется с существующими представлениями о связях сульфидных ассоциаций с базальтоидными магматическими дифференциатами. В этой связи интересны находки никелевого минерала — ульманита — в указанных рудных телах.

Приведенные данные представляются достаточными для предположения о существовании разноглубинных рудогенерирующих магматических очагов в рудном поле Колар. Каждый из этих очагов, очевидно, генерировали автономные потоки золотоносных растворов. Вместе с тем несомненна связь таких очагов с одним протоисточником, определившим петрогеохимическую общность различных золоторудных месторождений рудного поля.

В целом результаты исследований золоторудного поля Колар подтверждают обоснованность представлений о проявлении в докембрийское время золотого оруденения ювенильного происхождения, связанного с магматизмом эпохи протоактивизации. Возраст руд Колара определен примерно в 2–2,5 млрд лет. Возраст вмещающих пород точно не установлен. Амфиболиты Коларского зеленокаменного пояса одними индийскими исследователями относятся к древнейшей метаморфической серии Саргур (~ 3 млрд лет), другими — к Дарварской серии (2,6 млрд лет). Наиболее близки по времени к оруденению граниты типа Клосетет (~ 2,4 млрд лет), слагающие крупный пояс на границе Западного и Восточного мегаблоков Дарварского кратона, и мелкие тела в пределах Восточного блока. Небольшие интрузивные тела гранитов Клосетет известны на флангах Коларского рудного поля.

Правомерность предложенной модели образования золото кварцевых тел Колара как сформированных из ювенильных флюидов, поступивших из разноглубинных магматических источников — гранитоидного и базальтоидного, подтверждается наличием сходных по геологической позиции и составу руд месторождений в северной и южной частях Дарварского кратона. Золотоносные тела указанных месторождений располагаются среди тех же амфиболитов (Хатти, Малапаконда), на их контакте с гранито-гнейсами и в пределах последних (Чигаргунта), в районах развития молодых гранитов и даек долеритового и диабазового состава.

Северо-Казахстанский золоторудный район является одним из тех районов, где четко проявились парагенетические связи золоторудной минерализации с диоритовыми интрузивами. Такие связи, как показано в трудах Ю.А. Билибина и других исследователей, являются характерными для многих золоторудных месторождений фанерозойских складчатых областей и для некоторых месторождений докембрийских шитов (Ламакви, Канада и др.). Однако специального анализа этих связей не проводилось. Материалы по Северо-Казахстанскому золоторудному району, детально изученного благодаря работам Н.А. Фогельман, Г.Н. Шавкина, В.С. Коптева-Дворникова, М.А. Абдулкабировой, В.А. Нарсеева и других исследователей, позволяют провести такой анализ.

Основные месторождения рассматриваемой области представлены жильными полями, охватывающими небольшие штоки диоритов и вмещающие их породы. Золоторудные жилы сложены в основном кварцем и карбонатами. Продуктивными ассоциациями являются сульфидные: золото-пирит-халькопиритовая с блеклыми рудами, золото-арсенопиритовая и золото-блеклорудная, золото-полиметаллическая, золото-сульфидная с теллуридами.

Количество сульфидов редко превышает 5–10% — жилы относятся к малосульфидным. Характерно присутствие раннего дозолотого шеелита и, наоборот, постзолотого молибденита.

Для этих месторождений характерны не только тесные пространственные, но и временные связи со становлением диоритовых штоков. В пределах штоков и вблизи их развиты многочисленный дайки — жильные дериваты тех же глубинных очагов, с которыми связаны сами штоки. Состав даек — диоритовый; среди них выделяются и альбитофиры. Исследования соотношений даек с золоторудными жилами показало, что диоритовые

дайки внедрялись, очевидно, и до, и после образования кварцевых жил. Поздние дайки предшествовали отложению золото-сульфидных ассоциаций, придающих жилам промышленную ценность. Однако и додайковые — пирит-кварцевые — ассоциации также характеризуются повышенной золотоносностью. Примечательна приуроченность раннего пирита к альбитофирам.

Активная флюидогенерирующая роль магматических источников, с которыми связаны диоритовые тела, отразилась в процессах, которые можно считать, как и образование альбитофиров, переходными, связующими звеньями между магматической раскристаллизацией и формированием золотоносных жил. К этим процессам относятся ороговикование вмещающих пород и развитие эксплозивных брекчий.

Проявление ороговикования вокруг диоритовых тел известно давно. Обращают на себя внимание интенсивность этого процесса и проявление на площади, или, точнее, в объемах, часто превосходящих объемы штоков. Размеры последних в горизонтальном сечении редко превышают первые сотни метров по длинной оси, а ореолы ороговикования проявились в зонах, измеряющихся сотнями метров в поперечнике. Площадь ороговикования, как показали исследования А.К. Басанина и А.С. Кульнева, возрастает с глубиной. По интенсивности проявления процессов ороговикования его нельзя отнести к контактовым, связанным с тем объемом магматического расплава, который зафиксирован в конкретном штоке. Представляется несомненным привнос кремнезема, отлагавшегося в роговиках потоком флюидов одновременно с внедрением магматических расплавов. Источником теплового потока, привнесенного кремнезема, как и серы, очевидно, служил глубинный магматический очаг под месторождением.

Эксплозивные брекчии учтаны на различных месторождениях. В одном случае в эндоконтактной части штока выявлено их небольшое тело площадью в сотни квадратных метров. В результате наших совместно с А.С. Кульневым исследований показано, что тело было сформировано на заключительных стадиях проявления магматизма и служило каналом циркуляции ранних гидротермальных растворов. Обломки, встреченные нами в этом теле, представлены диоритами, габбро-диоритами и вмещающими осадочными породами. Они частично цементировались аплитовидной гранитоидной породой, позже также раздробленной. Кварц-карбонатные агрегаты (с небольшим количеством пирита, арсенопирита и золота) цементируют брекчию, наследуют ее брекчиевую текстуру при активном развитии метасоматического процесса. Приведенные данные свидетельствуют об относительно небольшом удалении флюидогенерирующего очага от рудной зоны изученного месторождения.

Малые интрузии, к которым приурочены рассматриваемые месторождения, очевидно, следует относить к производным базальтоидного глубинного магматизма. Как показано В.С. Коптевым-Дворниковым с соавторами [39], обычно штоки интрузивных пород степнякского типа имеют сложный состав — от габбрового, габбро-диоритового до гранитного, при преобладании диоритов. Нередко наблюдается либо зональное размещение различных фаций магматических пород, либо, напротив, размещение на одной площади штоков разного состава. Сложные ассоциации интрузивных пород в штоках объясняются в основном процессами ассимиляции, но в развитии гранитов можно видеть и отражение кристаллизационной дифференциации магм.

Закономерная связь многих значительных золоторудных месторождений с подобными комплексами интрузивных пород в складчатых областях эвгеосинклинального типа подтверждает реальность магматической модели золота для подобных месторождений.

Источники малоглубинного золото-серебряного оруденения могут быть рассмотрены на примере детально изученных нами месторождений Чаткало-Кураминского региона. Геология этого региона исследована весьма обстоятельно. Золотое оруденение связывается с позднегеосинклинальным или орогенным развитием территории в верхнепалеозойское время.

Развивая идеи В.В. Белоусова, который подчеркивает независимость орогенного этапа развития земной коры и не противопоставляет его этапу тектоно-магматической активизации, Н.П. Лавров и И.Н. Томсон выделили в пределах Чаткало-Кураминского региона верхнепалеозойское сводовое поднятие (Кураминский свод), который является дочерней структурой более крупного Западно-Тянь-Шаньского мегасвода. По мнению указанных исследователей, подобные образования являются типоморфными структурами орогенного этапа, контролируя размещение эндогенной рудной минерализации.

Изученные золото-серебряные месторождения принадлежат к малоглубинным убого- и умеренно-сульфидным формациям. В составе руд месторождений убого-сульфидной формации количество сульфидов не превышает, как правило, 1–3%. Среди жильных минералов, помимо кварца и карбоната, серицит, а иногда и адуляр, играют заметную роль. За редким исключением руды этих месторождений обогащены серебром. Самородное золото обычно низкопробное (электрум, кюстелит). Собственно серебряная минерализация представлена сурьмянистым серебром, аларгентумом, дискразитом, акантитом, минералами ряда тетраэдрит–фрейбергит и Ag-Sb сульфосолями (полибазит, пираргирит, стефанит), нередко селенистыми. Теллуриды (в основном гессит), а также селениды и сульфоселениды серебра (науманнит, агвиларит) и висмута (селенистый тетрадимит, лайтакариит) встречаются чрезвычайно редко и в крайне незначительных количествах. Более широко распространены пирит, а в ряде месторождений и арсенопирит, принадлежащие раннепродуктивным ассоциациям, а также сфалерит, галенит, халькопирит, входящие в состав основных продуктивных ассоциаций. В целом убого-сульфидные месторождения Чаткало-Кураминского региона по минералого-геохимическим особенностям руд весьма близки к типичным месторождениям золото-серебряной формации молодых вулканогенных поясов.

Более сложный минеральный состав руд имеют месторождения умеренно-сульфидной формации. Прежде всего отметим обогащенность руд сульфидами (5–10, местами до 20–30%) и чрезвычайное разнообразие слагающих их минералов (более 70 минеральных видов). Главенствующую роль среди рудных минералов играют пирит, принадлежащий обычно ассоциациям раннепродуктивной стадии, а также широко варьирующие по составу блеклые руды (ряды тетраэдрит–голдфилдит, тетраэдрит–теннантит, тетраэдрит–фрейбергит, теннантит–анивит–голдфилдит), входящие в состав основных продуктивных парагенезисов. Неотъемлемой частью рудной минерализации являются теллуриды золота, серебра, меди, железа, никеля, свинца, сурьмы, висмута и ртути, сульфотеллуриды, сульфоселено-

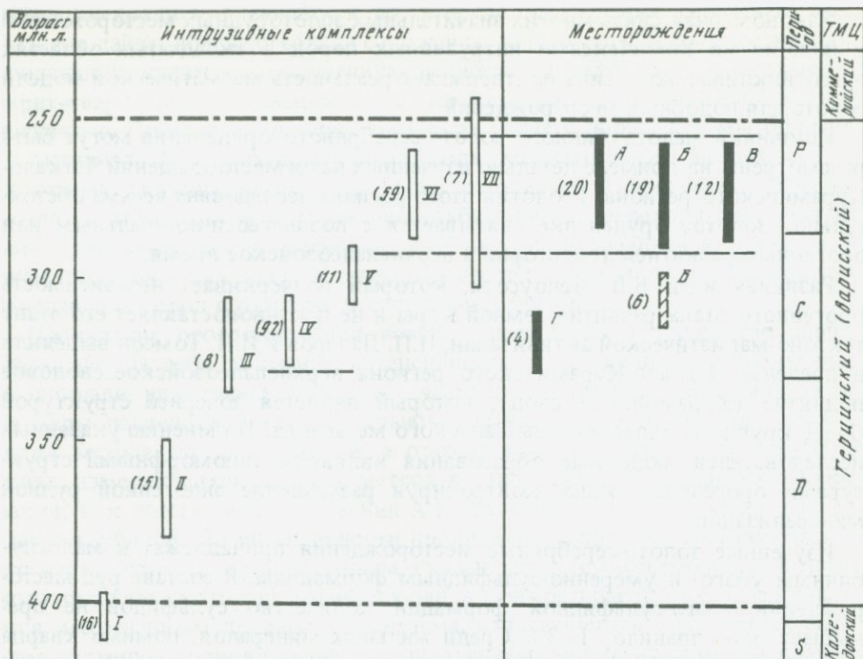


Рис. 36. Соотношения возраста интрузивных комплексов и гидротермальных месторождений золота и серебра в Чаткало-Кураминском регионе

I – VII – интрузивные комплексы: I – габбро-диорит-гранофировый, II – лейкогранитовый, III – габбро-сиенитовый, IV – диорит-гранодиорит-адамеллитовый, V – дайковая фация диорит-гранодиорит-адамеллитового комплекса, VI – монцонит-сиенитовый и гранитоидный, VII – дайки диабазов и диабазовых порфиритов; А–Г – месторождения: А – умеренно-сульфидных руд золота, Б, Б' – убого-сульфидных руд золота, В – серебро-полиметаллические, Г – золотосодержащих алунитов; в скобках – число определений возраста К-Аг методом; ТМЦ – тектономагматический цикл

теллуриды и сульфоселениды висмута, селеносодержащие сульфовисмутиты меди, серебра и свинца, сульфостаннаты меди, железа и ванадия. Пробность самородного золота варьирует в широких пределах (995 – 350‰). Среди жильных минералов в рудах умеренно-сульфидных месторождений резко преобладает кварц (часто халцедон) при подчиненном значении карбонатов и отсутствии адуляра.

По представлениям В.Г. Хомича [110], имеется тесная пространственная и генетическая связь золото-серебро-теллуридной минерализации с фемическими вулканоплутоническими образованиями, а золото-серебряной (с селенидами) – с сиалическими. Теллуридно-селенидная "специализация" рассмотренных месторождений Чаткало-Кураминского региона является, вероятно, отражением переходного, сиалически-фемического типа земной коры в этом участке континента.

Даже столь краткая минералого-геохимическая характеристика рассмотренных выше месторождений показывает их различия. В то же время по геологическим условиям локализации они весьма близки: и убого-сульфидные и умеренно-сульфидные месторождения располагаются как среди

пород нижнего структурно-литологического яруса — осадочно-метаморфических образованиях силура—ордовика и гранитоидах  $C_2$ , так и среди андезито-дацитовых вулканитов  $C_{2-3}$ .

Имеющиеся в нашем распоряжении данные определения абсолютного возраста, определенного по серициту K-Ar методом в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР, показывают, что месторождения указанных двух формаций практически изохронны (рис. 36). Так, время формирования убого-сульфидных руд укладывается в период 258—290 млн лет (19 определений), а умеренно-сульфидные руды сформировались в интервале 256—284 млн лет (20 определений). Лишь для одного месторождения получены более древние значения (298—314 млн лет), которые, вероятно, отражают время либо прорудной метасоматической проработки вмещающих пород, либо заложения рудовмещающей структуры. Еще более древний возраст имеют золотосодержащие алунитовые кварциты (310—328 млн лет). Приведенные данные показывают, что формирование основных золоторудных объектов региона произошло в нижнепермское время и лишь очень небольшая часть золота, очевидно, была отложена в верхнекаменноугольное время. Эти данные не подтверждают мнения ряда исследователей о среднекарбовом возрасте золото-серебряного оруденения Чаткало-Кураминского региона и о тесной связи указанной минерализации с андезито-дацитовым вулканизмом. Эти данные согласуются с представлениями Ю.А. Аверина, И.А. Айзенштата, С.Т. Бадалова, Ж.Н. Кузнецова и других геологов [11], которые рассматривают указанные месторождения как нижнепермские, генетически связанные с гранитоидными малыми интрузиями этого возраста. Геологическая позиция золото-серебряных месторождений, часто вне связи с вулканитами, также свидетельствует не в пользу представлений о главенствующей роли собственно вулканических процессов в формировании золотооруденения.

Приведенные выше соображения о тесной связи золото-серебряной минерализации с нижнепермскими интрузиями гранитоидного ряда подтверждаются данными изотопной геохронологии. Эти данные суммированы на рис. 36, при составлении которого нами использованы, как правило, результаты определений, выполненных по биотиту и роговой обманке K-Ar методом в ИГЕМ АН СССР по материалам Н.П. Лаверова, И.Б. Иванова, Б.П. Беликова, И.Е. Сморгчова, И.Н. Томсона и других сотрудников, а также литературные данные. Отчетливо видно, что золото-серебряное оруденение обеих формаций, а также серебро-полиметаллическая минерализация изохронны с комплексом раннепермских порфировых гранитоидных интрузий (VI), которые представлены гранодиорит-адамеллитовым, монцит-сиенитовым и лейкогранитовым магматическими комплексами [11].

Было бы, однако, неправильным связывать источник золота и других рудогенных элементов непосредственно с упомянутыми выше интрузивными образованиями. Важными с точки зрения унаследованности следует считать развиваемые Д.В. Рундквистом [90] и др. представления о том, что каждая следующая по времени гранитоидная формация представляет собой продукт перерождения предшествующей формации.

В этой связи интересны полученные нами данные о составе рудообразующих растворов, сформировавших минерализацию рассматриваемых место-

рождений. Методами гомогенизации и криометрии совместно с В.Б. Наумовым и В.Ю. Прокофьевым (ГЕОХИ АН СССР) было изучено большое число (256) включений минералообразующей среды в кварцах, сфалеритах, кальцитах и баритах продуктивных и постпродуктивных ассоциаций месторождений обоих формационных типов. Проведенные исследования позволили сделать ряд важных заключений: 1) во всех изученных месторождениях *PT* режим формирования ранних и основных продуктивных, а также постпродуктивных ассоциаций был практически идентичным; 2) во всех изученных месторождениях от ранних к поздним ассоциациям на фоне снижения температуры увеличивается концентрация растворов (от 1–8 до 23 мас.% экв. NaCl); 3) в составе ранних растворов преобладают хлориды K и Na, в более концентрированных относительно поздних растворах наряду с NaCl и KCl присутствуют также хлориды Ca и Mg; 4) растворы с преобладанием сульфатных, бикарбонатных либо фторидных анионов не выявлены.

Рассмотренные данные подтверждаются результатами анализа тройных водных вытяжек из кварцев ранних продуктивных ассоциаций, выполненных по нашей просьбе в ВИМСе (Д.Н. Хитаров). Результаты анализов согласуются со сделанными на основании криометрических исследований выводами о решающей среди анионов роли хлора.

В составе рудообразующих растворов, сформировавших золото-серебряные месторождения Чаткало-Кураминского региона, помимо Na, K, Cl, CO<sub>2</sub>, Mg, Ca и SiO<sub>2</sub>, присутствует, как было показано нами ранее [53], весьма разнообразный набор сидерофильных и халькофильных элементов (Au, Ag, Cu, Fe, Mo, Hg, Cd, V, Sn, Zn, Pb, Sb, As, Te, Bi, Se, S), которые образуют собственные минеральные фазы и входят в состав других минералов. Указанные элементы, относящиеся к так называемой хлорофильно-халькофильной группе, весьма характерны для орогенически зрелой коры континентального типа, подвергнутой тектоно-магматической активизации.

О присутствии в рудах изученных месторождений как типично коровых (Sn, Bi и др.), так и типично мантийных (Ni, V, Hg и др.) элементов [80] может свидетельствовать рассмотренный выше ряд элементов, образующих в золото-серебряных месторождениях собственные минералы. Нередко в составе этих минералов или одновременно присутствуют и коровые и мантийные элементы (например, в некрасовите Cu<sub>26</sub>V<sub>2</sub>Sn<sub>6</sub>S<sub>32</sub>), или наблюдается тесная пространственная и временная связь между минералами таких элементов (ртутистое золото + касситерит + сульфостаннаты меди + сульфовисмутиты меди; колорадоит + мелонит + теллуровисмутит и т.д.). Эти данные показывают, что отложение указанных минералов и их парагенезисов произошло не из отдельных порций, случайно совместившихся "разноисточниковых" растворов, а из единого гидротермального раствора, гомогенизация которого произошла еще до поступления в сферу рудоотложения, скорее всего, на уровне магматического очага.

Значительная информация об источнике рудообразующих элементов получена на основании исследования изотопных отношений свинца в месторождениях рассматриваемого региона. Был изучен изотопный состав свинца в рудообразующих минералах — галените, частью в пирите и алтаите — продуктивных и послепродуктивных ассоциаций из убого-сульфидных и умеренно-сульфидных золото-серебряных месторождений. Всего проанали-

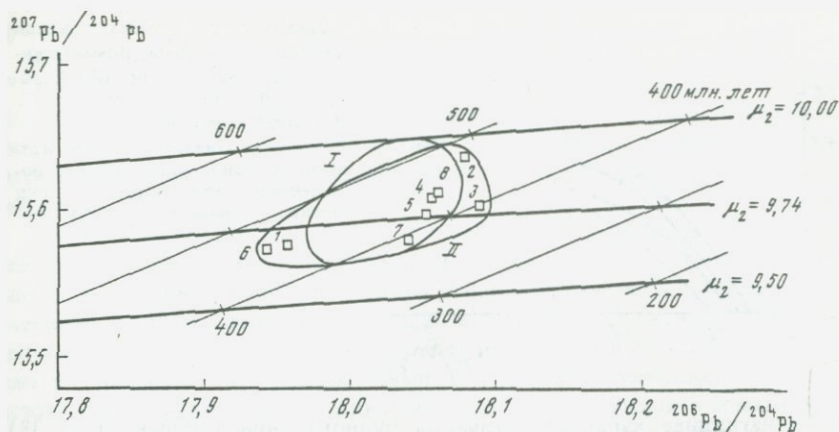


Рис. 37. Сопоставление изотопного состава свинца пород и руд Чаткало-Кураминского региона

I-II — области значений первичных отношений для рудного свинца (I) и свинца пород (II); 1 — андезит (Лояк), 2 — сиенито-диорит (Шарчакмак), 3 — гранодиорит-порфир (Шаматджон), 4 — полевой шпат гранодиорит-порфира (Шаматджон), 5 — дацит (Кайрагач), 6 — полевой шпат дацита (Кайрагач), 7 — полевой шпат андезита (Янгоклы), 8 — полевой шпат гранодиорит-порфира (Чадак)

зировано 46 образцов минералов. Для выяснения соотношения изотопных характеристик рудного свинца и свинца магматических образований был также изучен изотопный состав свинца в основных типах верхнепалеозойских магматических пород, а для некоторых из них и в мономинеральных фракциях полевых шпатов. Выбор пород определялся геологическими предпосылками — пространственной связью оруденения с вулканитами и малыми интрузиями среднего и кислого состава, представительностью их для данной толщи, а также степенью их сохранности.

По результатам определения содержаний свинца и урана в породах измененные современные значения изотопных отношений свинца были скорректированы на добавку радиогенных изотопов, накопленных за время существования породы. Возраст пород при этом был определен в 310 млн лет (граница среднего и верхнего карбона).

Результаты изучения изотопного состава свинца месторождений Чаткало-Кураминского региона в обобщенном виде представлены на рис. 37. Значения изотопных отношений в рудном свинце укладываются в весьма узкие интервалы:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — от 17,98 до 18,08;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — от 15,57 до 15,65. Разброс значений составляет, таким образом, всего 0,58–0,55%. Реальные природные вариации изотопных отношений в рудном свинце, вероятно, еще меньше. В целом столь узкий диапазон вариаций изотопных отношений позволяет сделать заключение о выдержанности изотопного состава рудного свинца.

Оценивая полученные результаты в рамках принимаемой сейчас большинством исследователей двухстадийной модели Стейси–Крамерса [142], можно сказать, что область значений измеренных отношений соответствует свинцам, источник которых имел значение параметра  $\mu_2$  ( $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ), близкий к таковому для средней кривой эволюции изотопного состава Земли (9,74).

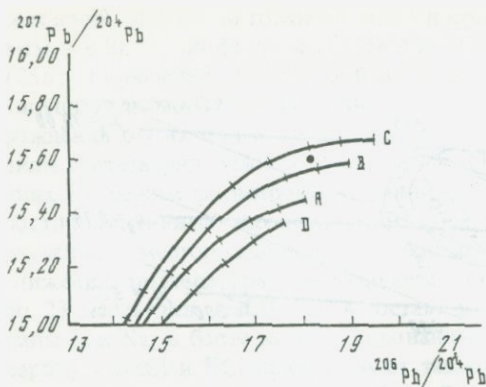


Рис. 38. Кривые эволюции изотопного состава свинца, рассчитанные по модели плюмботектоники, для мантии (А), орогена (В), верхней коры (С) и нижней коры (D)

Точка означает область изотопных отношений свинца, полученных для пород и руд Чаткало-Кураминского региона

Еще нагляднее характер источника рудного свинца виден (рис. 38) с позиций модели плюмботектоники, разработанной Доу и Зартманом [23]. Расположенные области значений изотопных отношений рудных свинцов в непосредственной близости с линией изотопного состава свинца в зоне орогена указывает на формирование изотопного состава свинца в этой зоне. По представлениям авторов модели плюмботектоники, ороген является зоной смешения мантийного материала с материалом верхней и нижней частей континентальной коры.

Возраст рудного свинца изученных месторождений, определенный по модели Стейси—Крамера по отношению  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составляет 360–520 млн лет, что значительно древнее возраста процесса рудоотложения (см. рис. 36), устанавливаемого по геологическим данным и результатам К-Аг датирования (310–260 млн лет). При общей выдержанности изотопного состава этот параметр является весьма существенным. Он отражает особенности источника металлов, сформировавших изучаемые месторождения.

Из диаграммы (см. рис. 37) можно видеть, что значения первичных изотопных отношений свинца в валовых пробах пород и полевых шпатов весьма близки к значениям, полученным для рудного свинца. Некоторое смещение точек относительно области рудных значений свинца увязывается с представлениями о высокой мобильности урана в посткристаллизационную историю пород. Хотя разброс точек для свинца пород несколько шире, чем для рудного свинца, можно констатировать их принадлежность к одному полю значений, объединяющему, что важно подчеркнуть, породы различного состава, условий кристаллизации и, возможно, глубинности. Свинец пород обладает практически теми же изотопными характеристиками, что и свинец руд: модельный возраст составляет 400–480 млн лет, а по параметру  $\mu_2$  первичный свинец пород весьма близок со средней эволюционной кривой ( $\mu_2 = 9,74$ ).

Соответствие изотопных характеристик свинца пород и руд зоне орогена (по модели плюмботектоники) указывает на то, что изотопный состав свинца руд и первичного свинца пород формировался в обстановке смешения материала мантии, поступавшего из недр в верхнепалеозойское время, с материалом древней коры. Источником металлов в месторожде-

ниях региона служила коромантийная смесь, гомогенизация которой предшествовала процессу рудоотложения.

Модельный возраст свинца пород и руд (рассчитанный по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), который значительно древнее действительного возраста пород и оруденения, может быть объяснен тем, что в формировании источника существенную роль играл свинец, содержащийся в породах древней коры, вещество которой характеризуется повышенным содержанием изотопа  $^{207}\text{Pb}$ .

Таким образом, совокупность геолого-геохимических данных свидетельствует о магматическом источнике золота и серебра, концентрировавшихся в месторождениях Чаткало-Кураминского региона. Этот источник, очевидно, прошел сложную эволюцию, в которой участвовали мантийные толеитовые базальты и известково-щелочные коровые магмы, отличавшиеся повышенными содержаниями благородных металлов. При этом источниками золотоносных флюидов, вероятно, служили магматические камеры, размещавшиеся среди пород фундамента и в гранито-гнейсовом комплексе, в то время как собственно серебряная минерализация связана с функционированием относительно менее глубоко расположенных камер, сохранявших устойчивые связи с мантийными очагами.

Рассмотренные примеры золоторудных районов раскрывают лишь часть устойчивых связей месторождений золота с магматическими проявлениями. Из этих примеров видно, что непосредственными источниками золотого и серебряного оруденения служили специализированные магмы, являвшиеся, вероятно, конечным продуктом сложных взаимодействий мантийного и корового магматизма, магматизма и геологической среды.

### СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопросы генезиса и источников рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений служат предметом непрекращающихся дискуссий, которые ведутся главным образом между сторонниками осадочной и телетермальной гипотез их происхождения. В последнее время достаточно большая литература посвящается и роли в формировании таких месторождений подземных вод (рассолов), что включает задачу выявления связей оруденения с галогенными толщами и нефтегазоносными палеопрогинами, обычно вмещающими значительные массы эвапоритов и нагретых хлоридных рассолов. Материалы по таким связям, которые сами по себе не вызывают у исследователей сомнений, в литературе не оспариваются, обобщены в монографиях С.М. Корневского (1973 г.) и В.В. Попова (1980 г.), что позволяет по-новому подойти к упомянутым вопросам. Последнее целиком соответствует и широко известным представлениям геологов США, основанным на изучении изотопии свинца и разнообразных геохимических сопоставлениях.

Как известно, подавляющая часть мировых запасов нефти сосредоточена в бассейнах, включающих галогенные толщи и рассолы. Однако имеются нефтегазоносные бассейны, в строении которых галогенные отложения не участвуют (Западно-Сибирский, Сахалинский, Калифорнийский и др.) и где не обнаружены рассолы с концентрацией солей более 50–80 г/л (Л.Н. Капченко, 1974 г.). Не вызывает сомнений, что в выяснении генети-

ческой сущности соотношений стратиформного свинцово-цинкового оруденения с нефтями (или предпосылками их образования) особый интерес должны представлять те "чистые" случаи, когда оруденение сформировано в потенциально нефтегазоносном регионе, но таком, где ни на глубинном уровне рудовмещающей толщи, ни на подстилающих его уровнях нет ни зрелых галогенных толщ, ни связанных с такими толщами крепких рассолов. Именно таково исследованное нами в аспекте его возможных связей с нефтегазообразующими процессами [67] оруденение Майско-Кыллахской структурно-формационной зоны Южно-Верхоянской складчатой системы (или Южного Верхоянья), расположенной в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области. Оруденение это достаточно хорошо изучено [98], Г.В. Ручкин (1984 г.) и др.

Специфика геологического развития Южного Верхоянья в значительной мере определялась соотношением слагающих его трех тектонических единиц более мелкого порядка (Майско-Кыллахская зона приразломной складчатости, Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятие и Южно-Верхоянский синклиорий) во времени и в пространстве. В рифее все они развивались однотипно — между собой и с Сибирской платформой, что выразилось в весьма медленном — не более 0,01 мм/год [42] — накоплении осадочных формаций, одной и тех же на платформе и на ее опущенном восточном крыле (рис. 39, 1, 2). В нижнем палеозое Майско-Кыллахская зона стабилизировалась, причленившись к прекратившей прогибание платформе. Теперь накопление осадков со скоростями, временами (ранний ордовик) достигавшими 0,15 мм/год, идет лишь восточнее — в Сетте-Дабане и Южно-Верхоянском синклиории. Так, в поперечном разрезе региона появляется первый флексурообразный перегиб, соответствующий разделу Майско-Кыллахской зоны и Сетте-Дабана (см. рис. 39, 3).

Время заложения второго флексурообразного перегиба, соответствующего разделу Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклиория, — конец раннего карбона, когда произошла стабилизация Сетте-Дабана. С этого времени общее прогибание продолжается лишь в Южно-Верхоянском синклиории, где вплоть до середины мезозоя идет накопление мощных терригенных отложений верхоянского комплекса (см. рис. 39, 4), скорость накопления которых достигала 0,23 мм/год (поздний триас).

По геофизическим данным в наиболее опущенных участках Южно-Верхоянского синклиория суммарная мощность рифейско-мезозойских отложений достигает 18 км [42]. По геологическим данным мощности отложений, накопленных восточнее Нелькано-Кыллахского краевого шита, разделяющего Майско-Кыллахскую зону и Сибирскую платформу, еще более значительны (В.А. Ян-Жин-Шин, 1983 г.).

Структурный план Майско-Кыллахской зоны определяется серией узких, вытянутых на сотни километров вдоль р. Алдан приразломных антиклиналей с крутыми взброшенными западными крыльями и пологими восточными. В антиклиналях обнажаются породы верхнего, реже среднего рифея и венда. Межразломные синклинали выполнены отложениями кембрия; в наиболее прогнутых участках они перекрываются осадками нижних перми и юры. Анализ мощностей вендско-алданских отложений, проведенный А.П. Кропачевым и А.К. Иогансоном (1978 г.), позволил им установить конседиментационное развитие синклиналей, что наиболее яр-

а

б

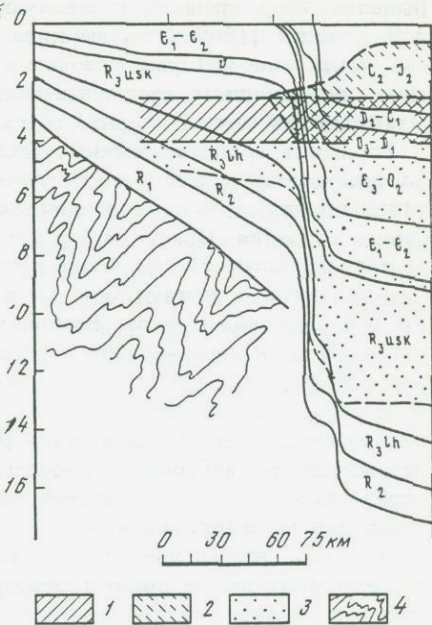
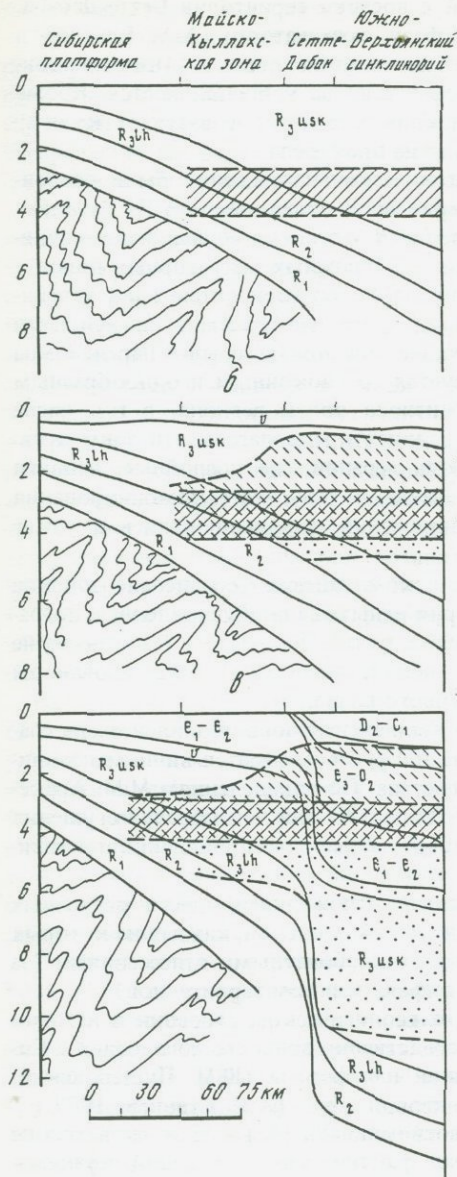


Рис. 39. Схема термодегидратации отложений юго-восточной периферии Сибирской платформы в начале венда (а), в конце венда (б), нижнего карбона (в), средней юры (г)

1-3 — участки разреза, подвергавшиеся термодегидратации: 1 — при отсутствии вулканической деятельности ( $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), 2 — при ее наличии (до  $10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), 3 — с прошедшей от начала венда термодегидратацией ( $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ )

ко проявилось в центральной части Майско-Кыллахской зоны, где в приуроченности к склону формировавшегося одновременно поднятия локализовано главное оруденение (месторождения Сардана, Уруй, Перевальное).

Помимо вендско-алданского времени, когда заложен структурный план территории, и юрского, когда он окончательно оформился, тектоничес-

кая активность проявлялась в среднем палеозое, когда шли интенсивные развитие и погружение прилегающей с востока территории Сетте-Дабана. Выделяя здесь среднепалеозойскую фазу складчатости, А.А. Ельянов и А.Л. Ставцев (1969 г.) подчеркивали ее развитие лишь в узких пришовных зонах, вне которых угловые несогласия не устанавливаются. Кроме того, интенсивность среднепалеозойской складчатости затухает к югу; в хабаровской части зоны она почти уже не проявлена.

Горизонтально направленные тектонические напряжения были особенно интенсивны в конце юрского периода, что позволило А.Л. Ставцеву (1983 г.) связать с ними возникновение в это время ее чешуйчато-надвигового строения. При этом перемещение огромных масс горных пород с востока на запад, скорее всего, происходило по горизонтам глин (аргиллитов), которые слагают мощные и выдержанные пласты в нижней части разреза осадочного чехла. Возникающие послойные срывы параллельны поверхности фундамента, что согласуется со спокойным и однообразным характером гравитационного и магнитного полей региона, в том числе в зонах глубинных разломов. А.Л. Ставцев предполагает, что зоны древних разломов как бы выполняли роль экранов, где послойные надвиги переходили во взбросы, а породы чехла в результате комбинирования горизонтальных и вертикальных напряжений деформировались в узкие гребневидные антиклинали.

В целом несомненно, что в вендско-алданское, среднепалеозойское и среднемезозойское время территория испытывала обусловленные пограничным положением и возрастающие с запада на восток тектонические напряжения, реализовавшиеся в однонаправленном и унаследованном становлении ее современного структурного плана.

Магматизм в рудоносной Майско-Кыллахской зоне проявлен очень слабо. В районе месторождений Сардана и Уруй встречаются лишь маломощные дайки основного и щелочного состава. По определениям М.М. Аракеянц, их К-Аг возраст варьирует от 700 до 130 млн лет, образуя сгущения значений, соответствующих упомянутым периодам проявлений тектонической активности.

Разрез рудоносной зоны представлен отложениями шести осадочных серий — пяти рифейских и одной вендско-кембрийской, каждая из которых начинается терригенными и завершается карбонатными отложениями (за исключением уйской серии верхнего рифея, целиком терригенной).

При всей разнице представлений о геологическом строении и истории развития Южного Верхоянья и непосредственно зоны его сочленения с Сибирской платформой — от подвижной платформы (Ю.М. Пушаровский, 1960 г.) до краевой чешуйчато-надвиговой зоны (А.Л. Ставцев, 1977 г.) и полициклически развивавшейся геосинклинали [42] — для нас важна не их разница, а, главным образом, ряд фактических положений, принимаемых всеми исследователями: 1) значительная мощность рифейских отложений региона, уже в Майско-Кыллахской зоне достигающая 7 км и более; 2) однонаправленность тектонического развития региона, при которой нисходящие движения носили не только длительный, но и в основном унаследованный характер; 3) наличие на разных глубинных уровнях рифейского разреза региона переслаивания первично существенно глинистых отложений с карбонатными породами и песчаниками; в наиболее прогну-

тых участках Майско-Кыллахской зоны суммарная мощность глинистых отложений превышает километр.

Эти положения определяют не только потенциальную нефтегазоносность региона [46], обуславливаемую в числе прочих факторов неоднократным формированием в ходе прогибания значительных объемов напорных термальных растворов термодегидратационного происхождения, но и их латеральную миграцию под имеющимися экраняющими поверхностями по проницаемым горизонтам; те же растворы металлоносны [67].

Последовательный ступенчатый характер консолидации Южного Верхоянья может рассматриваться как существенный фактор длительности (неоднократности) их генерации не только в допалеозойское, но и в более позднее время, а значительная мощность отложений — особенно в Южно-Верхоянском синклинии — как один из факторов, способствовавших возникновению высокотемпературных флюидов, высвобождаемых из глубокозалегающих осадков в эпохи тектонических активизаций. Значение последних в металлогении пограничных зон платформ давно подчеркивается исследователями (В. И. Казанский, 1972 г.), как и роль в нефтегазонакоплении краевых прогибов, перикратонных опусканий и других глубоко прогнутых структур зон сочленения платформ и геосинклиналей (Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов, 1973 г.). При этом типичная геологическая позиция участков локализации нефтяных залежей — конседиментационные поднятия, где сосредоточивается разгрузка и создаются условия для формирования приразломных структурных ловушек (А.А. Карцев, 1978 г.). Как было показано выше, такова же геологическая позиция и главного оруденения региона.

Попытаемся рассмотреть соотношения стратиформного свинцово-цинкового оруденения Майско-Кыллахской зоны с потенциально нефтепродуцирующими толщами, захороненными в недрах Южного Верхоянья. Подобная постановка вопроса опирается не только на наличие здесь таких толщ, но и на присутствие в рудах и вмещающих их породах твердых нафтидов и углеводородных газов; кроме того, минеральный состав руд и околорудных пород качественно идентичен минеральному составу новообразований в изученных нефтяниками коллекторских толщах региона [46], что свидетельствует о возможной общности породивших их процессов.

Главный вендский рудоносный уровень с месторождениями Сардана, Уруй, Перевальное расположен в верхней части разреза. Ниже распространены многочисленные рудопроявления, из которых наиболее перспективны локализованные в толщах лахандинской серии верхнего рифея. Первичные, т.е. не переотложенные и менее других перекристаллизованные, руды месторождений имеют существенно сфалеритовый состав; по данным многих исследователей они сформированы в ходе осадочно-диагенетических процессов. Переотложение руд, сопровождавшееся возрастанием относительной роли галенита, происходило при температурах 200–380 °С [98].

Среди нафтидов разреза присутствуют как твердые, преимущественно антракосолит-кериты, так и (существенно реже) капельно-жидкая нефть. Позтажное распространение тех и других вполне закономерно: по мере прогибания бассейна очередные глинистые интервалы попадали на глубинный уровень генерации термодегидратационных растворов (главная зона

нефтеобразования). Повторяемость проявлений нафтидов в разрезе служит свидетельством неоднократности такой генерации.

Взяв за основу главный рудоносный уровень, были составлены принципиальные схемы, демонстрирующие вероятное положение главной зоны нефтеобразования в разрезе региона к началу и концу венда (см. рис. 39, 1, 2). Геотермический градиент начала венда условно принят за  $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , зона показана косой штриховкой; на западе, в недрах Сибирской платформы, в условиях зоны находятся отложения среднего рифея, на востоке — верхнего. Промежуточное положение, в общем совпадающее с границами Майско-Кыллахской зоны, занимают отложения лахандинской серии верхнего рифея, полная мощность которых оказывается к началу венда в условиях развития термодегидратационных процессов.

Во второй половине венда в Сетте-Дабане и Южно-Верхоянском синклинии была проявлена вулканическая деятельность (Ю.В. Давыдов, 1981 г.). В соответствии с локальностью обусловленного этим подъема геотермического градиента от  $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  до  $10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  на схеме для конца венда показаны как подвергавшиеся вулканическому прогреву толщи (прерывистая штриховка), так и не подвергавшиеся. Повышение уровня тепловой энергии резко интенсифицировало процессы генерации растворов толщами верхнего рифея. Глубокие их уровни местами оказывались прогретыми более чем до  $400^{\circ}\text{C}$ .

Общий объем пород верхнего рифея, подвергшихся действию термодегидратационных процессов (в полосе, непосредственно примыкающей к месторождениям с востока), ориентировочно оценен на основе схем (см. рис. 39, 1, 2) в  $11 \cdot 700\text{ км}^3$ . Если допустить, что глины слагали его пятую часть и что объем термодегидратационных растворов, в свою очередь, составлял от нее 10% (10–15% согласно Берсту [67]), количество таких растворов составит  $230\text{ км}^3$ . Возможное содержание в них цинка можно оценить, исходя из следующих соображений. Среди нефтегазоносных бассейнов, недра которых также не содержат ни галогенных толщ, ни крепких рассолов, по степени изученности выделяется Западно-Сибирский. По данным В.М. Матусевича (1976 г.), среднее содержание цинка в водах уровня главной зоны нефтеобразования этого бассейна — 1,06 мг/кг, максимальное — близко 6 мг/кг. Однако водопродуцирующие толщи юго-восточной периферии Сибирской платформы решительно отличаются от западно-сибирских толщ тем, что содержат многочисленные рудопроявления. Это оправдывает предположение о более высоких содержаниях металла в растворах, чем упомянутые, образованные лишь за счет фоновых концентраций безрудных пород. Для раствора включений, близкого по минерализации к полученному нами для включений в сфалерите месторождения Сардана ( $\sim 70\text{ г/кг}$ )<sup>1</sup>, Реддер (1982 г.) указывает содержание цинка в 60 мг/кг. Подсчет на этой основе (и без учета возможных количеств седиментационных вод) выноса цинка из непосредственно примыкающей к месторождениям Сардана, Уруй и Перевальное полосы отложений верхнего рифея определяет его в 14 млн т.

<sup>1</sup> 70 г/кг — среднее значение по трем образцам; данные получены Д.Н. Хитаровым в лаборатории ВИМСа; при микроскопическом изучении среди газово-жидких включений выявлено три группы: не содержащие твердой фазы (маломинерализованные), с большим ее содержанием (высокоминерализованные) и промежуточные.

На следующей схеме (см. рис. 39,3) отражена ситуация к концу нижнего карбона. К этому времени на сопредельной с востока территории, где почти все это время продолжалось прогибание, иногда (особенно в среднем девоне—нижнем карбоне) сопровождавшееся развитием вулканизма, в условиях термодегидратации находились уже ордовикские (а при наличии вулканического прогрева и нижнедевонские) отложения. Облик Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклиория в это время приближался к рифтовому (К.К. Левашов, 1977 г.). При этом начиная со среднего девона — времени формирования с Сетте-Дабане ангидритовой толщи, достигающей мощности 26 м (А.А. Иванов, Ю.Ф. Левицкий, 1960 г.) — можно ждать появления в проницаемых породах рассолов с общей минерализацией до 200 г/кг (Е.А. Басков, 1983 г.). Прогибание шло и позже, вплоть до середины мезозоя (см. рис. 39,4). Общий объем терригенных пород на западном склоне прогиба, прошедших до охвата этой территории мезозойской складчатостью глубинный интервал главной зоны нефтеобразования, превосходит участвовавший в нашем подсчете объем по меньшей мере вдвое. К этому времени генерация напорных термальных растворов происходила уже за счет терригенных пород верхоянского комплекса мезозоя.

В целом, если даже не учитывать повышение теплового потока, регенерацию руд подстилающих уровней, повышенную минерализацию седиментогенных вод и другие стимулирующие факторы, то и тогда несомненен значительный суммарный вынос металлов в направлении ранее консолидированной Майско-Кыллахской зоны. Этот вынос правомочно связывать с процессами длительного перераспределения металлов в продолжающихся погружение глинистых толщах региона при их попадании на глубинный уровень главной зоны нефтеобразования, а также в проницаемых породах на путях этих высоконапорных растворов к разгрузке. Отметим, что встречающиеся на различных глубинных уровнях вендско-рифейского разреза региона песчаники отличаются поразительным однообразием. Все они представлены хорошо выраженными в рельефе белыми "сливными" разностями, из которых практически нацело вымыты темноцветные минеральные составляющие и в значительной мере полевые шпаты, а кварц неоднородно регенерирован. Тем самым петрографические наблюдения подтверждают существеннейшую постседиментационную переработку относительно проницаемых пород региона, сопровождающуюся выносом из них металлов.

Чтобы оценить закономерности такого выноса, а также возможность связи металлоносности осадочных пород региона с каким-либо определенным типом осадконакопления, были обобщены и с помощью ЭВМ "Мир-2" интерпретированы более 500 полных химических и соответствующих им приближенно-количественных спектральных анализов основных типов таких пород из безрудных разрезов рифейских отложений трех полигонов: Алдано-Майской впадины (платформенная часть региона), якутского и хабаровского участков рудомещающей зоны (складчатая часть региона). Основания для такого сопоставления дает выдержанность основных литологических разностей рифейских пород на всей характеризующейся большой территории. Установлено, что: 1) породы рифея — и карбонатные и глинистые — резко обеднены металлами (сумма свинца, цинка и меди) относительно кларковых концентраций в таких типах пород и фоновых содержаниях тех же металлов в породах нижнего—среднего кембрия; контраст-

ность распределения металлов в рифейских отложениях платформенной части региона заметно ниже, чем складчатой, особенно якутского участка рудовмещающей зоны; 2) фоновая металлоносность пород (за исключением железистых) определяется не их составом и типом, в том числе преобладанием "терригенной" ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ) или "хемогенной" ( $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) составляющей, а влиянием структурно-тектонических факторов, включая близость к границам седиментационных циклов.

Мы прямо соотносим эти выводы с большей степенью дегидратированности захороненных глинистых толщ в условиях более напряженных геотектонических обстановок, что сопровождалось и большим выносом металлов как из самих глин, так и из проницаемых пород при фильтрации в них высвобожденных вод. Это подтверждается данными Е.П. Акульшиной с сотрудниками по окристаллизованности глинистой фракции пород тех же, что и были опробованы нами, территорий (Глинистые минералы как показатели условий литогенеза, 1976 г.). При сопоставлении ими рифейских отложений бассейнов рек Май и Белой выявлено, что окристаллизованность глинистой фракции пород одних и тех же стратиграфических уровней различна: при платформенном развитии она соответствует начальному катагенезу, при развитии приразломной складчатости — глубинному катагенезу — метагенезу. Степень окристаллизованности глинистого вещества рифейских толщ определяется главным образом не возрастом и глубиной залегания пород, а их структурным положением, в свою очередь, обусловливающим температуру и давление.

Структурно-тектонические факторы оказывают влияние и на распределение битумоидов: на значительные колебания их состава и содержаний в литологически и стратиграфически однородных комплексах. По наблюдениям в Майской впадине насыщенность рифейских отложений и магматических пород битумоидами резко возрастает в полях повышенной трещиноватости. Это особенно наглядно сказывается в кимберлитах и дайках диабазов Ингилийской структуры, где такая насыщенность достигает 0,02–0,6% при фоне 0,0001–0,0003%.

Анализ распределения син- и эпигенетических битумоидов, приведенный в работе [46], дополнительно подтверждает неоднократность перемещения в разрезе региона значительных масс растворов, что позволяет рассматривать большие объемы пород на его глубоких уровнях, обедненные рудными элементами, в качестве возможных источников металла, локализованного в виде рудных скоплений в верхних частях разреза.

Оценить масштабы потерь рассеянного органического вещества потенциально нефтепродуцирующими рифейскими отложениями региона можно на основе данных А.И. Ларичева (1982 г.), обобщающих сведения по исходным и остаточным количествам рассеянного органического вещества в таких отложениях. По самой скромной оценке (не учитывающей максимальных значений плотности исходного рассеянного органического вещества в Южно-Верхоянском синклинии) высвобождение органического вещества из рифейских отложений составило 45–85 млн т/км<sup>2</sup>. При отсутствии благоприятных геологических (главным образом структурных) предпосылок для локализации нефтяных и газовых месторождений вся эта огромная масса весьма реакционноспособного вещества должна была либо рассеиваться, либо реализовываться в каких-то иных качествах.

Площадное расположение наиболее благоприятных для длительной генерации потенциально нефтепродуцирующих растворов участков региона должно совпадать с его наиболее прогнутыми частями.

При сопоставлении размещения оруденения с закономерностями, отраженными на Тектонической карте ЯАССР и сопредельных территорий, масштаба 1:1 500 000, под редакцией К.Б. Мокшанцева (1976 г.), выявляется, что месторождения якутской части Майско-Кыллахской зоны локализованы именно на периферии области максимального прогибания Южно-Верхоянского синклиория. Месторождения приурочены к наиболее приближенным к ней приразломным выходам литологически благоприятных карбонатных пород сарданинской свиты венда. Обращает внимание приуроченность месторождений не только к периферии области максимального прогибания, но и к наиболее узкому сечению Майско-Кыллахской зоны. Именно здесь должны были наиболее контрастно сказываться тектонические импульсы, связанные с разрядкой горизонтальных напряжений земной коры, и тем более из-за того, что со стороны платформы существовал "жесткий упор" в виде Хамнинского поднятия. Наиболее перспективное оруденение хабаровской части зоны столь же отчетливо тяготеет к периферии, но более удаленной от области максимального прогибания как на западе территории (Лугун-Пуханильская группа проявлений), так и на востоке (Верхне-Майская группа), чем Якутская часть зоны. При этом те же карбонатные толщи венда, что и те, которые вмещают оруденение, на большем удалении от синклиория оказываются безрудными.

В целом анализ геологических соотношений позволяет утверждать, что наиболее прогнутые структуры региона как бы выжимали из своих недр в долгоживущие тектонические зоны обрамления катагенные металлоносные растворы. Начало такого процесса для времени первичного накопления рудного вещества в вендских карбонатных толщах Майско-Кыллахской зоны отвечает времени генерации таких растворов на лахандинском глубинном уровне верхнего рифея.

Происхождение участвовавших в переотложении первичных руд высокотемпературных флюидов могло быть обусловлено не столько вулканическим прогревом как таковым, сколько дальнейшей потерей воды глубокозалегающими толщами при наложении на них тектонических (особенно стрессовых) и тепловых воздействий [67].

Другим фактором, определившим генерацию флюидов, должно было стать образование газов. Известно, что ниже главной зоны нефтеобразования располагается главная зона газообразования. Ее формирование происходит при более высоких параметрах и приводит не только к катагенетической генерации углеводородных газов и  $\text{CO}_2$ , но и к вытеснению из пород, погружившихся на ее уровень, пластовых растворов и нефти (Е.А. Рогозина и др., 1974 г.). Наложение тектонических воздействий существенно стимулирует процессы газогенерации, особенно в поясах сжатия. В применении к рассматриваемому оруденению сказанное хорошо согласуется с данными по составу углеводородных газов в рудах и рудовмещающих породах месторождения Сардана, полученными С.П. Левшуновой. Содержание углеводородных газов колеблется в весьма широких пределах — от 2,08 до 81,22 см<sup>3</sup>/кг.

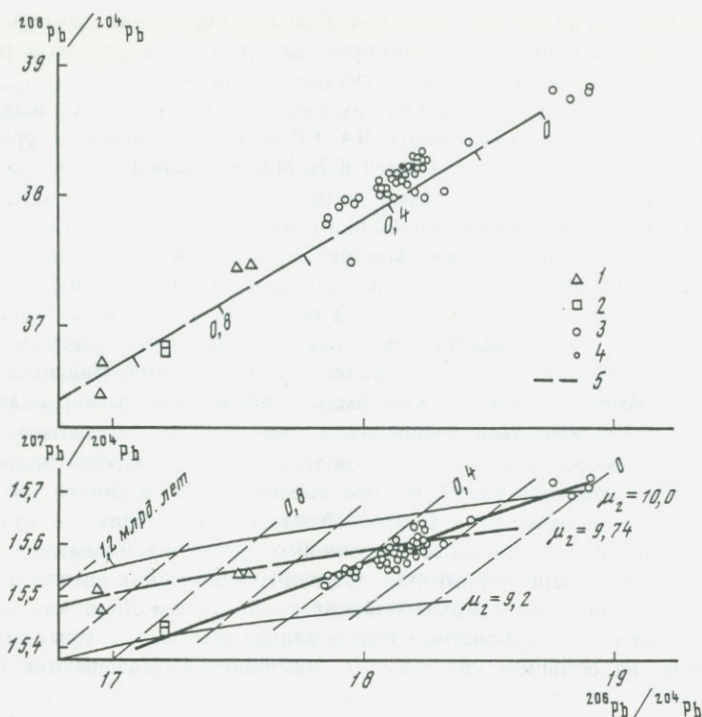


Рис. 40. Изотопные отношения свинца в галенитах стратиформных свинцово-цинковых оруденений Майско-Кыллахской рудной зоны

1–3 – месторождений и рудопроявления в: 1 – нижнем и среднем рифее, 2 – лахандинской серии (верхний рифей), 3 – венде; 4 – образцы из месторождений Сардана и Уруй, проанализированные в Денвере, США (С.Ф. Карпенко и др., 1981 г.); 5 – средняя эволюционная кривая Стейси–Крамерса (1975 г.)

Обе названные группы процессов, обусловленных эволюцией рудовмещающего потенциально нефтегазоносного бассейна, несомненно, сказались на генерации флюидов глубокопогруженными, но еще не подвергшимися метаморфизму осадочными толщами.

Как известно, важнейшее влияние на выявление источников рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений может оказать геохимия радиогенных изотопов тяжелых элементов, особенно свинца. Изучение изотопного состава свинца месторождений Южного Верхоянья проводилось авторами при участии В.А. Троицкого в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 [111]. Изотопные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  измерялись с точностью  $\pm 0,1\text{--}0,15$  отн.%, которая отвечает современному мировому уровню. Это позволило интерпретировать данные с учетом малых вариаций изотопных отношений и сопоставить их с результатами, полученными зарубежными исследователями для других стратиформных месторождений.

Для изотопного исследования был привлечен материал по наиболее крупным и относительно мелким месторождениям и рудопроявлениям региона, расположенным на большой площади и имеющим различное

положение в стратиграфическом разрезе. Было изучено 47 проб галенита. На график изотопных отношений (рис. 40) были, кроме того нанесены результаты анализа двух образцов, опубликованные в работе С.Ф. Карпенко, М. Делево и Б. До (1981 г.). Можно отметить следующие особенности изотопных параметров рудного свинца Майско-Кыллахской зоны. На обеих диаграммах точки изотопных отношений тяготеют к средней эволюционной кривой Стейси–Крамерса. Разброс точек по  $\mu_2$  сравнительно небольшой и укладывается в интервал от 9,2 до 10,0. Свинец из оруденений в рифейских отложениях выделяется в особые группы (нижний, средний рифей, лахандинская серия верхнего рифея) и по всем параметрам существенно отличается от свинца месторождений, залегающих в породах венда. Следует заметить, что два образца галенита из нижнего рифея характеризуют не стратиформное, а жильное оруденение. Для основной массы месторождений (куда входят месторождения Сардана, Уруй и Перевальное), локализованных на стратиграфическом уровне венда, имеется заметный разброс параметров. Для всех без исключения объектов, в том числе рифейских, характерен более молодой модельный возраст свинца по сравнению со стратиграфическим возрастом рудовмещающих пород. Так, например, для месторождений в венде (см. рис. 40) значения модельного возраста варьируют от 430 до 10 млн лет. Таким образом, "запаздывание" модельного возраста относительно стратиграфического составляет, как минимум, 170 млн лет.

Другая эмпирическая закономерность заключается в существовании единого линейного элемента точек, объединяющих все стратиформные месторождения региона за исключением специально отмеченных рудопроявлений жильного типа, залегающих в нижних частях рифея. Линия проходит через точки галенитов из лахандинской серии верхнего рифея и пересекается с эволюционной кривой в точке 2,5 млрд лет.

Таким образом, есть основания говорить во-первых, о гетерогенности свинца в изученных месторождениях региона и, во-вторых, об очевидности наложенного характера свинца в стратиформных рудах. Это полностью не исключает сингенетическое происхождение части рудного свинца, однако можно определенно заключить, что значительная его масса была привнесена в карбонатные породы венда и представлена свинцом относительно молодой генерации. Линейное расположение точек на графике  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  может предварительно интерпретироваться как линия смешения по крайней мере двух различных типов свинца.

Изотопные данные наиболее удовлетворительно согласуются с моделью длительной мобилизации металлов из самих осадочных толщ в условиях прогибания Майско-Кыллахской зоны и сопредельных с востока территорий Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклинория. Модель исходит из изложенного выше анализа геологических условий и использует идеи нефтяной геологии [67]. При этом полагается, что первоначальное высвобождение массы воды и мобилизация ею металлов происходили преимущественно в глинистых слоях разреза при их погружении на 2,8–4 км за счет гидрослюдизации глинистых минералов (85–120 °С). Основную роль в первоначальной генерации гидротермальных рудоносных растворов играли существенно глинистые породы лахандинской серии верхнего рифея, вмещающие перспективные рудопроявления и имеющие повышенный фон

металлов. Отток растворов и образование месторождений в вышележащих<sup>1</sup> карбонатных пластах венда наиболее полно реализовывались в зонах развития разрывных нарушений, пространственно тяготеющих к глубинным разломам.

Такой механизм должен был приводить к крупномасштабным процессам гомогенизации изотопного состава свинца, отделяемого от пород, и поэтому коррелируются с фактом соответствия наших изотопных данных единой эволюционной кривой. Возможность подобного соответствия обсуждалась ранее применительно к мобилизации металлов рассолами Ричардсом (1971 г.). Наблюдаемый линеамент точек на графике  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  может интерпретироваться как линия смещения свинца, который отделялся от длительно (верхний рифей — юра) погружавшихся осадков и отлагался в породах венда. На месторождении Сардана по калиево-полевошпатовым метасоматитам М.М. Аракелянц были получены К-Аг методом данные по возрасту порядка 130–160 млн лет. Поэтому есть еще одно основание считать, что одним из компонентов в стратиформных месторождениях региона был свинец, генерированный в осадочной толще в юрскую эпоху.

Присутствие на вендском уровне отдельных мелких рудопроявлений с модельным возрастом свинца до нескольких десятков миллионов лет может интерпретироваться как свидетельство совсем юных процессов рудогенеза, хотя геологическими данными такие процессы не предсказываются. Однако правомерной является и другая (альтернативная) интерпретация, согласно которой свинец с аномально высокими значениями изотопных отношений в отличие, например, от свинца месторождения Сардана прошел еще одну короткую по времени стадию эволюции в среде с повышенными отношениями U/Pb и Th/Pb. Можно отметить, что все такие рудопроявления располагаются вблизи западного краевого шва Майско-Кыллахской зоны, т.е. там, где отложения верхнего рифея (в том числе лахандинские) отсутствуют и вендские толщи залегают непосредственно на доломитах ципандинской свиты среднего рифея. В то же время точки, отвечающие вендскому уровню и имеющие наиболее древние для этого уровня значения модельного возраста (см. рис. 40, нижняя часть графика), относятся к южной части региона, где в силу меньшей мощности мезозойских осадков и меньшей тектонической напряженности менее сказывались и процессы мезозойского рудогенеза.

Древним компонентом свинца, который в чистом виде в стратиформных рудах на уровне венда не встречен, можно предполагать, являлся свинец с модельным возрастом около 750 млн лет (см. рис. 40, нижние точки), встречаемый в виде рудных скоплений в породах лахандинской серии верхнего рифея. Мобилизация этого свинца могла происходить вместе с рассеянным свинцом из терригенных слоев. Регенерация еще более древнего свинца из фундамента (с возрастом 2,5 млрд лет), которая из изотопных данных кажется теоретически возможной, пока не имеет экспериментального подтверждения из-за отсутствия более низких точек.

<sup>1</sup> По мере прогибания сопредельной с востока территории стратиграфический смысл этого понятия сменяется гипсометрическим (вплоть до того, что вендские отложения оказываются выше мезозойских, см. рис. 39, 4).

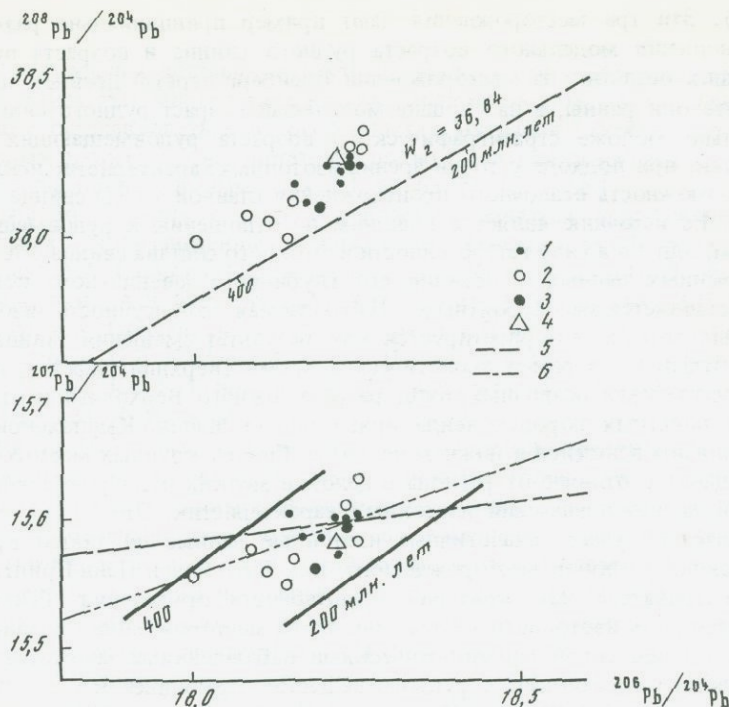


Рис. 41. Изотопные отношения свинца в галенитах месторождения Сардана

1 – крупные вкрапленники и порфиробласты в рудах; 2 – из послонных и секущих карбонатных прожилков; 3 – выделения, отложенные по слоистости тонкозернистых сфалеритовых руд; 4 – результат анализа в Денвере, США (С.Ф. Карпенко и др., 1981 г.); 5 – средняя эволюционная кривая Стейси–Крамерса (1975 г.); 6 – региональная "линия смещения"

На фоне большого размаха изотопных значений для региона в целом свинец месторождения Сардана имеет относительно узкий диапазон состава и в то же время следует линии тренда рудного свинца Майско-Кыллахской зоны. Различия для отдельных образцов могут рассматриваться как реальные благодаря достаточной точности анализа (около 0,1%). Можно отметить, что на месторождении Сардана крупные вкрапленники и порфиробласты галенита имеют более узкий спектр значений по сравнению со спектром для галенита из прожилков как послонных, так и секущих рудовмещающие карбонатные породы (рис. 41). Наблюдаемый характер изотопного состава свинца галенитов месторождения может быть объяснен длительностью и многократностью процессов минералообразования, которые отчетливо фиксируются по минералогическим данным [98]. Такие процессы приводят к гомогенизации изотопного состава свинца на месторождении в целом и особенно в порфиробластах галенита, которые рассматриваются как продукт более длительного формирования, чем галенит прожилков или тонкозернистых руд.

Масштаб вариаций изотопного состава свинца на месторождении Сардана несколько выше, чем для таких относительно хорошо изученных стратиформных месторождений, как Блейберг (Австрия) и Пайн-Пойнт (Ка-

нада). Эти три месторождения дают пример принципиально различного соотношения модельного возраста рудного свинца и возраста рудовмещающих осадков: на месторождении Блейберг первый древнее, на Пайн-Пойнте они равны, а на Сардане модельный возраст рудного свинца значительно моложе стратиграфического возраста рудовмещающих пород.

Итак, при подходе с точки зрения изотопных характеристик исключается возможность осадочного происхождения главной массы свинца (металлов). Ее источник является внешним по отношению к рудовмещающим слоям, однако в силу гетерогенности изотопного состава свинца объяснение полученных данных с позиций его глубинного ювенильного источника представляется маловероятным. Наблюдаемая совокупность изотопных данных хорошо интерпретируется как результат смешения свинца, который отделился в разное геологическое время (верхний рифей — юра) от погружавшихся осадочных толщ разреза Южного Верхоянья и отлагался в карбонатных породах венда приграничной Майско-Кыллахской зоны, стабилизировавшейся в нижнем палеозое. Свинец крупных месторождений (Сардана) в отличие от региона в целом и мелких рудопроявлений имеет узкий диапазон значений изотопных характеристик. Этот факт, если дополнительно учесть аналогичные изотопные данные по таким крупным для своих регионов месторождениям, как Блейберг и Пайн-Пойнт, может рассматриваться как критерий масштабыности оруденения. Генетически гомогенность изотопного состава свинца на месторождении Сардана связана с установленной минералогическими наблюдениями многократностью процессов переотложения рудного вещества, приведшей к выравниванию и усреднению изотопного состава.

Изотопные данные находятся в хорошем соответствии с рассмотренными выше геологическими соотношениями.

В совокупности изложенный материал позволяет заключить, что стратиформное свинцово-цинковое оруденение юго-восточной периферии Сибирской платформы обусловлено всей историей геологического развития этого региона, которое, в свою очередь, сопровождалось изменением термобарических условий, воздействовавших на погружавшиеся осадки, накопленные в них металлы, глинистое и органическое вещество. Источниками не только металлов, но и напорных термальных растворов являлись осадочные породы, главным образом глинистые, подвергавшиеся литификации преимущественно в условиях катагенеза. Важное значение при этом имели процессы предварительного концентрирования рудного вещества, приобретение подземными водами рассольных концентраций, ставшее возможным после развития в регионе галогенеза.

#### **РТУТНЫЕ И РТУТНО-СУРЬЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

При рассмотрении источников рудного вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений основное внимание уделено ртути — главному рудообразующему элементу этих месторождений и сере — ее осадителю в земной коре. Весьма ограниченно обсуждаются другие рудные и петрогенные элементы, участвующие в рудообразовании. Приводятся основные сведения по формам переноса главных рудообразующих элементов ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений — ртути и сурьмы.

## Ртуть

При обсуждении источников ртути излагаются представления, основанные на результатах многолетних исследований по геохимии этого элемента. Не будем останавливаться на особенностях миграции ртути в различных природных процессах, они достаточно полно были уже освещены в печати; наши данные приведены в работах [51, 61, 65, 91, 138 и др.].

Вопрос об источниках ртути продолжает оставаться дискуссионным и обсуждался в многочисленных работах отечественных и зарубежных исследователей: А.А. Саукова, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, Д.И. Щербакова, В.П. Федорчука, А.Д. Щеглова, Г.А. Твалчрелидзе, Е.А. Радкевич, В.И. Скаржинского, А.А. Оболенского, В.И. Бергера, В.Э. Пояркова, Н.А. Никифорова, В.Т. Сургая, И.Л. Никольского, Б.С. Панова, В.В. Науменко, П.В. Бабкина, Н.Г. Демидовой, Е. Бейли, Д. Уайта, К. Краускопфа, А. Моисеева, Р. Хёлля, А. Маухера, И. Млакара, Ф. Сопе, Г. Дессау, Ф. Кальво Кальво, Дж. Гилемани и др. Не останавливаясь на их детальном рассмотрении, так как они неоднократно уже обсуждались в печати, отметим только, что на сегодняшний день по геологическим и геохимическим данным наиболее удовлетворительное объяснение закономерностей размещения основных ртутных концентраций в земной коре, приуроченных к планетарным ртутным поясам, возможно лишь на основе представления о мантийном источнике ртути. Но в рамках этого представления одни исследователи связывают ртутное оруденение генетически или парагенетически с проявлениями глубинного базальтоидного магматизма (В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.П. Федорчук и т.д.), другие (Н.А. Озерова) считают, что ртуть амагматична и поступает из глубин Земли в процессе дегазации мантии, как ее понимал А.П. Виноградов (1969 г. и др.). В этой связи нами была изучена ртутьносность различных глубинных пород, особенно базальтоидных из различных геотектонических провинций. Установлено [61], что кратоны (континентальные и океанические) характеризуются, в общем, меньшим уровнем содержания ртути, чем линейные подвижные пояса — примерно в 2 раза, но, что особенно важно, только линейные подвижные пояса характеризуются широким проявлением аномально повышенных концентраций ртути — при значительной дисперсии значений. Среди таких линейных подвижных поясов рассмотрены срединно-океанические хребты, геосинклинальные системы, вулканические пояса и зоны тектоно-магматической активизаций.

Приведем примеры: Срединно-Атлантический хребет. Здесь нами установлены повышенные содержания ртути как в молодых базальтоидах океанического дна, так и на о-ве Исландия (при весьма значительной дисперсии значений). Повышенные содержания ртути характерны для вулканических пород не только основного состава, но и для среднего и кислого (табл. 14). Следует отметить, что газогидротермальный процесс, сопровождающий современные вулканические извержения в Исландии, по данным исландских ученых характеризуется повышенной ртутьносностью. Второй пример — Курило-Камчатский вулканический пояс. Среди базальтов Ключевской группы вулканов, принадлежащих этому поясу, нами выделены два устойчивых типа базальтоидов: со средним низким и повышенным содержаниями ртути. Подобное распределение наблюдается

Таблица 14

Содержание ртути в пробах пород, минералов и воздуха, отобранных в пределах Срединно-Атлантического хребта

Пробы пород, минералов и воздуха	Число проб	Предел, %	Среднее, %
Донные осадки			
красные глины, терригенные, фораминиферовые илы и др.	51	$8 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$
марганцевые конкреции	5	$(1-5) \cdot 10^{-4}$	
Донные базальтоиды	7	$(1,8-4) \cdot 10^{-4}$	
Азорские о-ва			
базальтоиды	8	$8 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$	
Исландия			
базальтоиды	21	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$
средние и кислые породы	12	$1 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$
сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит)	7	$4 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$	
Воздух над вулканами во время извержения и фумарольный газ (по Кодерре, Штейхерсон, 1977)	7	$(1-26,8) \cdot 10^{-6}$ *	

\*Содержание ртути приведено в г/м<sup>3</sup>.

и в андезитах этой провинции. Здесь, так же как и в Исландии, газогидротермальный процесс, определяющий повышенную ртутоносность, сопряжен с вулканизмом. Третий пример — дайковый комплекс щелочных базальтоидов в зонах активизированных глубинных разломов, предшествующий ртутному оруденению и наиболее близкий к нему по возрасту. С дайками этого комплекса ряд исследователей парагенетически связывает ртутное оруденение. Содержания ртути в дайках также изменяются в широких пределах (по крайней мере на два порядка).

Важно отметить, что существующие геохимические материалы свидетельствуют, что повышенная ртутоносность магматических пород (любых, в том числе и глубинных базальтоидных) не может быть аргументом в пользу их генетической или парагенетической связи с ртутным оруденением. Она обусловлена глубиной и проницаемостью тектонических структур, обеспечивающих проникновение ртутьсодержащих эманаций. Последние могут не реализоваться в ртутное оруденение, а проявляться лишь в виде геохимических аномалий. Один из нагляднейших примеров — Гулинская интрузия щелочных ультраосновных пород в Маймеча-Котуйском районе на севере Сибирской платформы, характеризующаяся повышенными содержаниями ртути ( $5 \cdot 10^{-6} - 3,5 \cdot 10^{-5}$  %, среднее  $1 \cdot 10^{-5}$ )\* на фоне более низких содержаний ртути в основных и ультраосновных породах на территории этой платформы (рис. 42). Ртутное оруденение в районе

\* Именно такие содержания наблюдаются в дайках щелочных базальтоидов в зонах тектоно-магматической активизации, с которыми ряд исследователей парагенетически связывают образование ртутных месторождений.

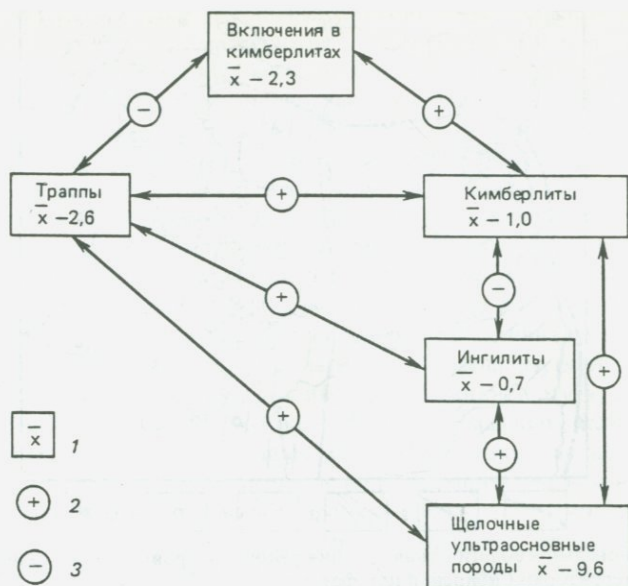


Рис. 42. Сопоставление содержаний руты в базитах и ультрабазитах Сибирской платформы

1 – среднееарифметическое; 2, 3 – сходство и различие совокупностей: 2 – значительно различаются (с надежностью 99,0–99,9%), 3 – не отличаются

неизвестно. Повышенная рутуносность интрузии (при достаточно широкой дисперсии содержаний) обусловлена ее положением в участке пересечения крупных разломов – мегаструктур Сибирской платформы: Байкало-Таймырского глубинного долгоживущего разлома и субширотного Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба на северной границе платформы (рис. 43). Следует особо указать, что аналогичные повышенные содержания руты наблюдаются и в осадочных, и в метаморфических породах, а также в современных океанических осадках в пределах линейных подвижных зон. Очевидно, глубинные разломы, определяющие развитие этих зон, являлись теми путями, по которым осуществлялось поступление руты по механизму дегазации из глубин Земли.

Какие можно привести соображения о возможных уровнях генерации руты? Низкие среднееарифметические фоновые содержания руты в базальтоидах – кларковые и ниже кларковых – свидетельствуют, на наш взгляд, о бесплодности базальтоидных очагов как рудогенерирующих. Столь же низкие содержания руты установлены в различных типах ультрабазитов, в кимберлитах и, что особенно важно, в ксенолитах кимберлитовых трубок – перидотитах и эклогитах<sup>1</sup>, которые считаются отторженцами верхней мантии и рассматриваются как прямой источник информации ее состава (табл. 15). Таким образом, те глубинные уровни Земли, о составе которых

<sup>1</sup> Данные приведены в работах [61, 65], где особо рассмотрены случаи появления повышенных содержаний руты, обусловленные позднейшими постмагматическими процессами.

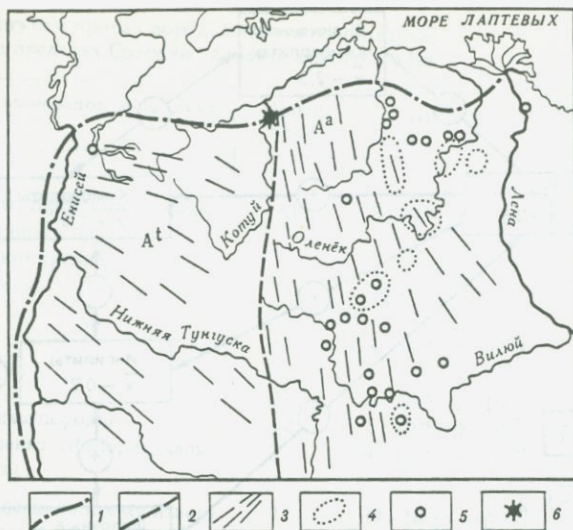


Рис. 43. Регионально-геологическая позиция районов с проявлениями базитов и ультрабазитов на территории Сибирской платформы

1 — граница платформы; 2 — Байкало-Таймырский глубинный разлом (в архее — граница структурных комплексов — Тунгусского ( $A'$ ) и Алданского ( $A''$ )); 3 — простираения структур архея; 4 — контуры районов кимберлитового вулканизма; 5 — участки отбора траппов; 6 — Маймеча-Котуйский район (щелочные ультраосновные породы)

мы судим по их представителям (породам) на поверхности, значительно обеднены ртутью. Это согласуется с известными представлениями о значительной дифференцированности верхней мантии до глубин 200 км и более. Время дифференциации превышает 1 млрд лет, а по некоторым данным может достигать 2–2,5 млрд лет после образования нашей плане-

Таблица 15

Основные параметры распределения ртути в кимберлитах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Сибирской платформы (участки отбора проб показаны на рис. 43)

Пробы	Число проб	Среднеарифметическое, $10^{-6}\%$	Стандартное отклонение, $S$	Размах крайних значений, $10^{-6}\%$
Кимберлиты	122	1,0	1,2	0,2–8,0 (40)*
Ксенолиты:	87	2,3	2,8	0,2–20 (200)
шпинелевые перидотиты	19	4,3	5,0	0,2–20
гранатовые перидотиты	27	1,6	1,4	0,2–6,0
эклотиты	34	2,2	2,0	0,5–10,0

\*В скобках указаны максимально аномальные содержания; они не учтены при расчете среднеарифметического, поскольку установлено, что появление их обусловлено постмагматическими процессами.

ты (В.С. Соболев, 1973 г.). Первичная мантия по составу предполагается близкой составу каменных метеоритов — хондритов. На основе литературных (сводка Рида, 1971 г.) и собственных данных [138] полагаем, что мантия в целом характеризуется повышенными концентрациями ртути, а самые верхние ее части обеднены в связи с процессами дифференциации. Поскольку глубина залегания астеносферы, которая обеспечивает дегазацию Земли, в течение геологической истории увеличивалась (В.Е. Хаин, 1973 г.), поступление ртути в фанерозое осуществлялось все с более глубоких уровней верхней мантии, по зонам планетарных структур мантийного заложения в периоды их активизации. В этом случае дайковые пояса, известные в ряде ртутных провинций и близкие по возрасту к ртутному оруденению, можно рассматривать как индикатор активизации глубинных разломов. Но уровни генерации магматического расплава, реализовавшегося в виде даек, и ртути будут различными. Очевидно, ртуть, как весьма летучий элемент, участвует в потоке глубинных эманаций, которые в одних случаях могут являться агентами магнеообразования<sup>1</sup> на более верхних этажах и в дальнейшем проявляться в виде ртутного оруденения в связи с различными типами изверженных пород, а в других — поступают в земную кору и служат источником ртути в гидротермальных растворах, формирующих ртутные месторождения вне связи с магматическими породами. Таким образом, связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма чисто структурные — единство путей миграции в периоды активизации глубинных разломов. Поэтому ртутные месторождения можно наблюдать в одних случаях в тесной временной и пространственной связи с дайковыми комплексами щелочных базальтоидов в областях тектоно-магматической активизации (В.А. Кузнецов, В.И. Васильев, А.А. Оболенский, И.П. Щербань, 1978 г.), в других — они сопряжены с вулканическими процессами и проявляются в связи с вулканическими породами различного состава (нами это исследовалось на примере действующих вулканов и современных гидротермальных систем Курило-Камчатского вулканического пояса). Следует вспомнить известные работы В.В. Аверьева (1966 г.) по современным гидротермальным системам, который пришел к выводу о существовании восходящего потока горячего флюида, генерация которого не связана с вулканизмом, а является порождением самостоятельного и более глубинного процесса. К ртути можно полностью отнести высказывания А.Д. Щеглова (1974, 1976 гг.) и Л.Н. Овчинникова (1973 г.) о недооценке мантийных источников и возможности подъема рудных флюидов вне их связи с магматизмом.

Но ртутная дегазация не только обеспечивает ртутью кинварные месторождения, но и ответственна за металлогеническую ртутную специализацию рудных провинций в более широком плане и проявляется в повышенной ртутьноности месторождений различного вещественного состава — рудных и газонефтяных, по запасам иногда приближающихся к собственно ртутным месторождениям. Примером является линеамент Карпинского, особенно его западная ветвь, характеризующаяся высокой ртутьноностью как рудных месторождений (Гортдрам в Ирландии, Раммельсберг в ФРГ),

<sup>1</sup> О роли ювенильных потоков как агентов магнеообразования см. работы: Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох (1969 г.), В.В. Велинский (1970 г.), Л.Н. Овчинников (1973 г.).

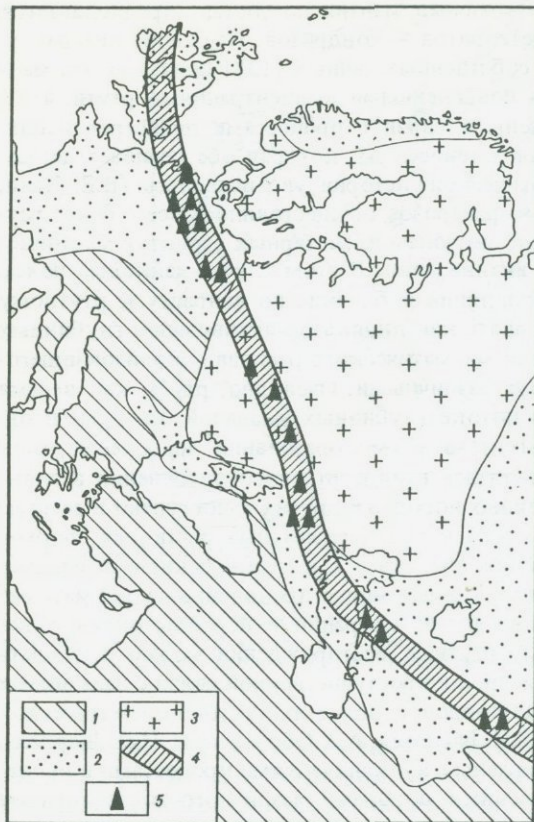


Рис. 44. Ртутный пояс, приуроченный к линейamentу Карпинского

1 — альпийские складчатые сооружения; 2 — эпигерцинские платформы; 3 — докембрийская Восточно-Европейская платформа; 4 — линейament Карпинского; 5 — газовые и газонефтяные месторождения с повышенными концентрациями ртути в газах

так и газовых и газонефтяных (Гронинген в Нидерландах, Восточно-Ганноверская площадь в ФРГ, провинция Альтмарк в ГДР, Остров Велькопольски в Польше). К его восточной части относятся ртутные месторождения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины<sup>1</sup>. С ней же связана повышенная ртутоносность полиметаллических месторождений Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, а также ряда газовых и газонефтяных месторождений Днепровско-Донецкой впадины, Ставропольского поднятия

и Мангышлакско-Устюртских дислокаций. Современное или недавнее формирование повышенных концентраций ртути отчетливо иллюстрируется ртутоносностью молодых газовых и газонефтяных месторождений в пределах линейамента (рис. 44). Установлено, что газовые и газонефтяные месторождения с высокими содержаниями ртути четко приурочены к узлам пересечения крупных продольных тектонических нарушений с зонами крупных поперечных разломов, имеющих мантийное заложение (рис. 45), т.е. к весьма проницаемым участкам земной коры, по которым происходило поступление ртути в составе флюидов из мантии Земли. Ртуть в этих флюидах находится, по-видимому, в атомарной форме, но не исключены и ртуторганические соединения (Н.А. Озерова, Ю.И. Пиковский, 1985 г.).

В земной коре эти флюиды вступают в тесное взаимодействие с подземными водами самыми различными по составу (последнее предопределено всей историей геологического развития региона) и реализуются в виде рудообразующих гидротермальных систем. В настоящее время возможно с довольно строгих позиций оценить области преобладания различных

<sup>1</sup> Эта часть линейамента под названием Донбасско-Тянь-Шаньского рудного пояса была впервые выделена Б.С. Пановым (1973 г.).

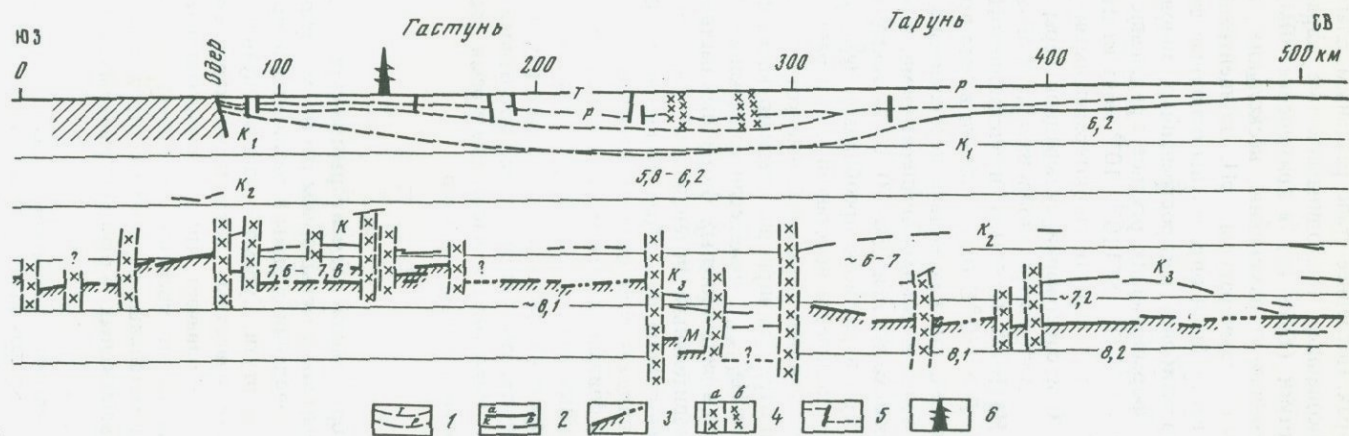


Рис. 45. Сейсмологический разрез через район ртутьсодержащих газовых месторождений Польши по международному профилю VII (по данным "Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы", 1972 г.)

1 - стратиграфические границы; 2 - граница консолидированного фундамента и другие границы внутриземной коры: а - установленные, б - предполагаемые; 3 - поверхность М; 4 - зоны глубинных разломов (а) и тектонические нарушения в осадочном чехле (б); 5 - сбросы; б - газовое месторождение Острув Велькопольски

соединений ртути в растворах. Последнее стало реальным, благодаря тому что имеются взаимосогласованные термодинамические характеристики большинства соединений ртути (табл. 16), а применение ЭВМ позволило учесть влияние одновременного изменения нескольких параметров гидротермальных растворов: температуры, pH, концентрации растворенных компонентов). В итоге были определены основные формы переноса ртути для одного из наиболее распространенных типов рудообразующих растворов [112], формирующих ртутное оруденение (pH 6–9;  $\Sigma S_{\text{сульфид}} 10^{-3} - 10^{-7}$  моль/кг  $H_2O$ ;  $\Sigma Cl 10^{-1} - 10^{-3}$  моль/кг  $H_2O$ ). Было установлено следующее. За перенос ртути гидротермальными растворами при температурах до  $150^\circ C$  и содержании сульфидной серы в растворе выше  $10^{-4}$  моль/кг  $H_2O$  в кислой, нейтральной и щелочной областях ответственно гидросульфидные  $Hg(HS)_2^0$ ,  $HgS(HS)^-$  и сульфидный  $HgS_2^{2-}$  комплексы соответственно. При  $T > 150^\circ C$  (что особенно важно при обсуждении вопросов рудообразования, так как металл переносится в зону рудоотложения в растворах с более высокими температурами, а образование ртутной минерализации происходит при  $250 - 70^\circ C$ ), а также при низких содержаниях сульфидной серы в растворе преобладает  $Hg_{(p=p)}^0$ <sup>1</sup>. Причем и в присутствии ничтожных количеств восстановителя в растворе (например,  $10^{-10}$  моль/кг  $H_2O$  сульфидной серы), наличие которого в большинстве природных вод нельзя отрицать априори, доминирующей формой при всех температурах является  $Hg_{(p=p)}^0$ , даже если содержание Cl достигает  $10^{-1}$  моль/кг  $H_2O$ . И только в сильнокислых хлоридных растворах с высоким окислительно-восстановительным потенциалом, т.е. при условиях, реализующихся при вулканогенном рудообразовании, не исключена возможность переноса ртути в виде ее хлоридных комплексов.

Маловероятно ожидать в ближайшее время принципиального изменения этих представлений, по крайней мере до получения надежной количественной информации об органических формах нахождения ртути в воде. Несмотря на очевидную важность, этот вопрос до сих пор относится к числу наиболее слабо изученных. Известные в настоящее время работы носят отрывочный и в основном качественный характер.

## Сурьма

Другой главный рудообразующий элемент ртутно-сурьмяных провинций — сурьма — изучен значительно меньше, чем ртуть; мы не располагаем детальными сведениями о поведении сурьмы в различных природных процессах, как это сделано для ртути. Сурьма — частый спутник ртути в ее месторождениях, и для нее известны соединения характеризующиеся высокой летучестью, но это не означает, что эти элементы имеют единый источник. С одной стороны, на это косвенно указывает широкое распространение собственных монометаллических ртутных месторождений, значительно более широкое, чем комплексных — ртутно-сурьмяных, с другой — из-

<sup>1</sup> К аналогичным выводам независимо пришли американские исследователи Варкамп и Басек [145], определившие в результате термодинамических расчетов соотношения основных форм переноса ртути в современных термальных источниках Калифорнии.

Таблица 16

Термодинамические характеристики соединений ртути и некоторых соединений сурьмы

Соединение	$\Delta H_{f, 298,15}^{\circ}$ , кДж/моль	$S_{298,15}^{\circ}$ , Дж/моль · град	$\Delta G_{f, T}^{\circ}$ , кДж/моль				
			298,15K	323,15K	373,15K	423,15K	473,15K
Hg (ж)	0	75,90 ± 0,12	0	0	0	0	0
Hg <sub>2</sub> <sup>0</sup> (р-р)	13,39 ± 1,2	-4,02 ± 4,1	37,24 ± 0,67	38,91	40,33	39,20	35,52
Hg <sub>2</sub> <sup>2+</sup> (р-р)	166,82 ± 0,21	65,52 ± 0,79	153,61 ± 0,10	152,21	150,50	148,74	147,15
Hg <sub>2</sub> <sup>2+</sup> (р-р)	170,16 ± 0,21	-36,32 ± 0,88	164,69 ± 0,15	163,89	163,51	163,09	162,72
HgO (к, ромб)	-90,84 ± 0,12	70,25 ± 0,33	-58,59 ± 0,05	-55,90	-50,50	-45,14	-39,79
Hg(OH) <sub>2</sub> <sup>0</sup> (р-р)	-348,90 ± 0,84	163,2 ± 2,9	-274,97 ± 0,08	-268,82	-256,65	-244,76	-233,05
Hg(OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup> (р-р)	-90,58	52,3	-52,93 ± 0,50	-50,17	-43,51	-37,2	-31,00
HgCO <sub>3</sub> <sup>0</sup> (р-р)	-531,41 ± 6,28	41,8 ± 20,9	-427,85 ± 1,30	-419,19	-401,85	-384,51	-367,15
HgHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> (р-р)	-529,7 ± 12,6	129,7 ± 41,8	-452,37 ± 0,79	-445,89	-432,92	-419,96	-407,02
HgOHCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (р-р)	-774,67 ± 4,6	136,4 ± 12,5	-629,82 ± 0,79	-617,47	-592,20	-566,39	-539,74
Hg <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> (к)	-546,4 ± 2,5	168,2 ± 8	-457,98 ± 0,58	-450,49	-435,65	-420,83	-406,98
HgCO <sub>3</sub> · 2HgO (к)	-716,89 ± 4,6	254,4 ± 12,5	-570,31 ± 2,59	-558,06	-533,50	-509,02	-484,59
α-HgS (к, кинов)	-51,88 ± 0,84	82,4 ± 0,4	-44,35	-43,72	-42,43	-40,92	-39,29
β-HgS (к, метацинноб)	-49,87 ± 0,84	85,8 ± 2,1	-43,30	-42,76	-41,63	-40,29	-38,83
HgS <sub>2</sub> <sup>2-</sup> (р-р)	-18,62	41,8	49,33	54,85	68,53	86,15	108,95
Hg(HS) <sub>2</sub> <sup>0</sup> (р-р)	-63,6 ± 3,3	181,58 ± 7,5	-37,53 ± 3,76	-35,69	-32,34	-27,82	-26,07
HgS(HS) <sup>-</sup> (р-р)	-30,5	172,8	-1,67	-0,33	6,02	14,10	24,27

Таблица 16 (окончание)

Соединение	$\Delta H_{f, 298,15}^{\circ}$ кДж/моль	$S_{298,15}^{\circ}$ Дж/моль · град	$\Delta G_{f, T}^{\circ}$ кДж/моль				
			298,15K	323,15K	373,15K	423,15K	473,15K
$\text{HgCl}^+_{(p-p)}$	$-18,03 \pm 0,67$	$87,9 \pm 2,5$	$-7,86 \pm 0,33$	-7,36	-5,23	-3,51	-1,88
$\text{HgCl}^0_{2(p-p)}$	$-212,71 \pm 0,79$	$179,9 \pm 2,9$	$-177,28 \pm 0,42$	-174,43	-169,28	-164,43	-159,49
$\text{HgCl}^-_{3(p-p)}$	$-379,15 \pm 0,84$	$258,2 \pm 4,2$	$-314,34 \pm 0,92$	-308,86	-297,69	-285,72	-272,63
$\text{HgCl}^{2-}_{4(p-p)}$	$-555,30 \pm 1,25$	$295,8 \pm 4,6$	$-449,03 \pm 0,46$	-439,91	-420,57	-399,49	-376,18
$\text{HgCl}(\text{OH})^0_{(p-p)}$	$-280,87 \pm 0,79$	$173,2 \pm 2,9$	$-226,69 \pm 0,42$	-222,30	-209,79	-205,60	-196,98
$\text{Sb}_2\text{O}_3$ (к, ромб)	-706,93	123,01	-624,7	-617,98	-605,0	-592,4	-580,7
$\text{Sb}_2\text{O}_3$ (к, куб.)	-709,44	122,17	-626,8	-620,07	-607,1	-594,5	-582,8
$\text{Sb}(\text{OH})^+_{2(p-p)}$	-476,14	62,76	-412,96	-407,9	-397,9	-388,7	-379,5
$\text{Sb}(\text{OH})^-_{4(p-p)}$	-990,35	196,65	-813,8	-797,9	-767,8	-736,8	-705,4
$\text{Sb}(\text{OH})^0_{3(p-p)}$	-751,03	192,88	-644,8	-634,7	-617,6	-600,8	-584,9
$\text{Sb}(\text{OH})_2\text{F}^0_{(p-p)}$	-825,50	153,97	-727,6	-719,2	-703,3	-687,8	-672,8

вестны сурьмяные месторождения с чрезвычайно низким уровнем концентрации ртути. К последним относятся месторождения, принадлежащие к золото-сурьмяной березитовой формации: например, месторождения в Якутии и месторождения рудного района Сейняйоки в Финляндии. Особенностями этих месторождений являются приуроченность к участкам земной коры с гранитофильной металлогенией и контроль разломами корового заложения. Очевидно, с этим связано низкое содержание ртути в этих месторождениях. В связи с обсуждением общности или различия источников ртути и сурьмы следует указать на работы В.И. Бергера (1978 г.) и А.Н. Моисеева (1971 г.) по выяснению влияния фундамента на специализацию рудных зон в вулканогенных провинциях. В общем, отчетливо вырисовывается, что интенсивность развития сурьмяного оруденения связана с мощностью и зрелостью гранитно-метаморфического слоя (Тихоокеанский подвижный пояс, Забайкалье и др.). Эти данные позволяют предполагать различные уровни генерации ртути и сурьмы: мантийные — для ртути и коровые — для сурьмы, но в процессах формирования комплексных ртутно-сурьмяных месторождений оба эти металла вовлекаются в гидротермальный процесс и проявляются совместно по зонам глубинных разломов.

Если поведение ртути в водных растворах, аналогичных по своим параметрам гидротермальным, в свете современных взглядов охарактеризовано достаточно определенно, то представление о формах переноса сурьмы носит в основном качественный характер. Подробный критический обзор экспериментальных работ по определению физико-химических свойств ряда кристаллических и растворенных соединений сурьмы приведен в диссертационной работе М.Я. Поповой (1980 г.). Согласование между собой наиболее надежных из опубликованных различными авторами значений, проведение собственных экспериментов по растворимости сенармонита  $Sb_2O_3$  (к, куб) в водных растворах NaOH и HF при температурах 90, 100 и 200 °С позволили М.Я. Поповой определить термодинамические характеристики некоторых соединений сурьмы (см. табл. 16) и выявить области преобладания различных ее гидроксокомплексов:  $Sb(OH)_2^+(p-p)$  в сильнокислых,  $Sb(OH)_4^-(p-p)$  в сильнощелочных растворах и  $Sb(OH)_3^0(p-p)$  при pH от 0,5 до 12. Расчет растворимости антимонита в воде при 200 °С в предположении образования только комплекса  $Sb(OH)_3^0(p-p)$  дал концентрации реальные (Краускопф, 1951 г.) для образования месторождений.

Последующие расчеты на ЭВМ (Козлова, 1982 г.; Покровский, Сорочкин, 1983 г.) подтвердили, что растворение антимонита в воде происходит преимущественно за счет образования нейтрального гидроксокомплекса сурьмы, устойчивого в широком интервале pH и температур.

Если с информацией о свойствах кристаллических окислов сурьмы и продуктов их растворения в воде дело обстоит благополучно, то этого, к сожалению, нельзя сказать о главном сульфидном минерале сурьмы — антимоните. Как видно из табл. 17, в которой приведены результаты расчета стандартных энтальпий образования антимонита по экспериментальным данным разных авторов, наблюдаются значительные расхождения указанным величинам, а ненадежность термодинамических данных для антимонита вносит неопределенность в результаты всех вычислений, выполненных с учетом его присутствия в системе.

Таблица 17

Стандартные энтальпии образования антимонита  
по данным разных авторов

$\Delta H_f^\circ; 298,15, \text{ кДж/моль}$	Литературный источник
-159,8	Бюл. 406, 1937 г., США
-157,7	Справочник ВИНТИ, 1965–68 гг.
-174,9	Данные Национального бюро стандартов, США, 1965 г.
-154,4	Бартон, 1971 г.
-162,2	Т.А. Столярова, Н.Н. Колпакова, 1978 г.
-141,8 ± 4,1	Джонсон и др., 1981 г.

Проведенный критический анализ опубликованных в литературе экспериментальных и расчетных данных однозначно свидетельствует о необходимости проведения новых экспериментов по исследованию как сульфидных, так и хлоридных систем, содержащих сурьму, прежде чем станет возможно на строгой количественной основе делать выводы о формах переноса последней.

### Вольфрам, медь и другие элементы

Вольфрам в собственно ртутных месторождениях весьма редок. Известно ртутное месторождение Тамватней на Чукотке, где он образует заметные концентрации. Основной минерал вольфрама в этих месторождениях тунгстенит; шеелит и вольфрамит имеют подчиненное значение (П.В. Бабкин и др., 1977 г.; В.Н. Воеводин и др., 1979 г.). Месторождение относится к типичным месторождениям листовитового типа, приуроченным к глубинным разломам с гипербазитами. Детальные геолого-геофизические исследования, проведенные П.Н. Горчаковым и Э.Н. Лишневым (1980 г.) на этом месторождении, показали наличие на глубине скрытого гранитного плутона; его выражением на поверхности являются мелкие тела порфировидных гранитов. Очевидно, благодаря этому плутону здесь появилась весьма неординарная вольфрамо-ртутная минерализация.

В то же время с сурьмой вольфрам образует довольно устойчивую геохимическую ассоциацию — хорошо известны сурьмяно-вольфрамовые месторождения. Ртуть в таких месторождениях присутствует редко. Ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, скорее, исключение, чем правило. Такого типа месторождения детально описаны А. Маухером, Р. Хеллем, Л. Лахузеном и др. Мы разделяем мнение, высказанное В.И. Бергером (1975 г.) и А.А. Оболенским (1985 г.), о коровом источнике вольфрама в этих месторождениях: о ремобилизации более ранних концентраций вольфрама (стратиформного или связанного с гранитоидами). Последнее убедительно продемонстрировано ими для месторождений Гюמשлер в Турции и Барун-Шивейнского в Забайкалье. Сурьма здесь, по-видимому, как уже отмечалось выше, имеет коровое происхождение, а ртуть, очевидно, связана с более глубинными процессами (дегазацией мантии по зонам глубинных разломов) и развита наиболее широко далеко за пределами

ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений — в этом нас убеждает материал по Забайкалью.

По-видимому, столь же полигенна группа блеклорудно-киноварных месторождений. Они являются составной частью ртутных поясов, приуроченных к разломам мантийного заложения, и формируются на фоне развития медного оруденения в регионе; это либо медистые песчаники, либо гидротермальные медные месторождения, связанные с гранитоидами. Таковы месторождения Рудняны в ЧССР, Кульпольней на Северо-Востоке СССР, Тепар в Средней Азии, Орд в Северной Америке, Пунитаки в Южной Америке и др.

Не повторяя те данные, которые были изложены в работе [51] по источникам рудного вещества, укажем, что появляются все новые и новые факты о заимствовании свинца, цинка из вмещающих или подстилающих отложений, но пока окончательно не может быть исключено и более глубинное их происхождение. Однозначно решается вопрос об источниках никеля и кобальта, особенно в ртутных месторождениях листовитового типа; из последних данных наиболее интересны в этом плане материалы А.С. Борисенко, В.И. Лебедева и В.Г. Тюлькина (1984 г.).

Петрогенные элементы (кальций, магний, кремний, алюминий, барий и др.), участвующие в рудообразовании, а также битумоиды наиболее чутко реагируют на состав вмещающих пород, и заимствование этих компонентов из пород очевидно.

## Сера

Проблема источников серы в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях за последние четверть века подвергалась значительной трансформации. Ранее сторонники ювенильного происхождения ртути рассматривали источник серы априори как глубинный, а сторонники осадочного накопления ртути считали его осадочным. Специальных работ в этом плане не проводилось. В этом разделе излагаются результаты наших совместных исследований с В.И. Виноградовым. В сферу изучения были вовлечены месторождения основных ртутных поясов мира: Средиземноморского, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Проведенные исследования включали анализ региональной позиции ртутных провинций, реконструкцию палео-гидрогеологической обстановки рудообразования, что в значительной мере облегчалось тем, что большинство ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений имеет молодой возраст. Широко привлекался анализ изотопного состава серы. Последнее стало возможным благодаря детальному изучению геохимии изотопов серы многочисленными исследователями в СССР и за рубежом. Одним из важных результатов такого изучения явилось положение о широком участии серы осадочного чехла в процессах рудообразования (см. работы Калп, Олт, Филли (1956 г.), В.И. Виноградова [10] и др.).

Наши исследования проводились в русле того направления изучения гидротермальных месторождений, которое было заложено А.М. Овчинниковым (реконструкция палеоартезианских бассейнов ко времени рудообразования), а в дальнейшем развивалось А.И. Германовым, В.И. Виноградовым, Г.А. Голевой и др.

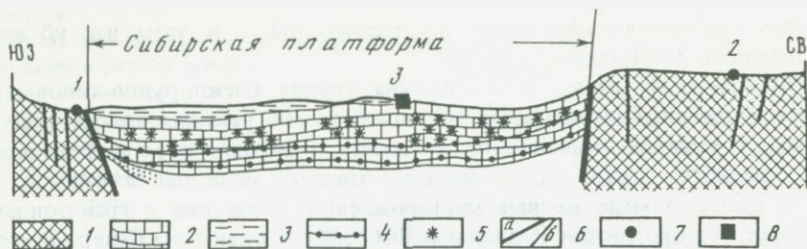


Рис. 46. Положение ртутного оруденения в геологическом разрезе Сибирской платформы и ее обрамления

1 — обрамление платформы; 2 — вендские, кембрийские и ордовикские терригенно-карбонатные отложения; 3 — силурийские терригенные породы; 4 — нефте- и газоносные горизонты; 5 — эвапоритовые отложения (каменная соль, гипс и ангидрит); 6 — крупные тектонические нарушения (а — главные, б — второстепенные); 7 — ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения и рудопроявления (1 — Горхонское, 2 — Келянское); 8 — Ангаро-Катский железорудный район с ртутной минерализацией (3)

В настоящее время можно достаточно уверенно утверждать, что сульфидная сера, фиксирующая ртуть и сурьму в земной коре в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях, имеет преимущественно коровое происхождение. Мы не можем оценить долю мантийной серы в ртутном и ртутно-сурьмяном рудообразовании (если таковая имеется), но для большинства изученных нами случаев источник серы ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений может быть объяснен с позиции корового ее происхождения. Наиболее вероятным источником сульфидной серы является сульфатная сера осадочного цикла, восстановление которой за счет абиогенных и особенно биогенных процессов приводит к образованию значительных количеств сероводорода. Поэтому одной из важных предпосылок формирования крупных концентраций сульфидов ртути и сурьмы в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях является наличие в районе пород, обогащенных органическим веществом, или нефтей. Именно этим, очевидно, обусловлен широко известный парагенезис сульфидов ртути и битумов. Изотопный состав серы сероводорода, который образуется при восстановлении сульфатов, может быть самым различным; главная причина различий — в динамике сульфатредукции. Основные модели сульфатредукции рассмотрены В.И. Виноградовым [10]. При рассмотрении конкретных рудных районов отчетливо устанавливается, что в одних районах образование сероводорода совпадало по времени и месту с процессом рудоотложения, в других — он возникал до процесса рудообразования (нефтегазоносные провинции или области с повышенной битуминозностью осадочных пород и признаками нефтегазоносности). Приведем характерные примеры.

Весьма показательна группа ртутных рудопроявлений юга Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) — крупного артезианского бассейна с мощной соленосной и нефтегазоносной толщей кембрия в разрезе (рис. 46). Ртутная минерализация приурочена к зонам крупных тектонических нарушений, прорывающих осадочный платформенный чехол, и накладывается на более древнее магнетитовое оруденение — Ангаро-Катский и Ангаро-Илимский районы. Данные по изотопному составу серы

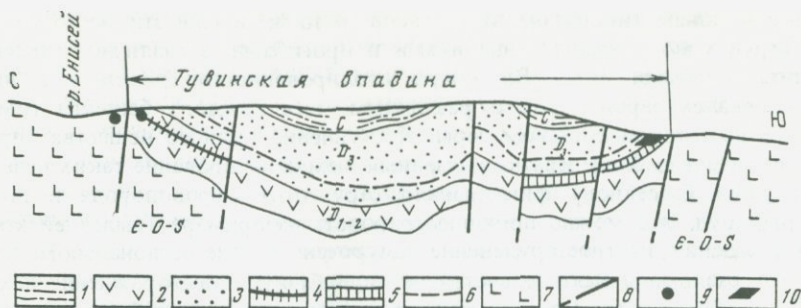


Рис. 47. Положение ртутного оруденения в геологическом разрезе Тувинской впадины и ее обрамления

1 — сероцветные угленосные терригенные отложения карбона; 2—6 — девонские отложения: 2 — вулканогенные отложения известково-щелочной серии с линзами красноцветов, 3 — красноцветные терригенные отложения, 4 — сероцветные алевролиты и мергели с глиптоморфозами галита, 5 — сероцветные аргиллиты и алевролиты с линзами каменной соли, гипса, глиптоморфозами галита, 6 — сероцветные кремнистые алевролиты; 7 — вулканогенные и осадочные отложения кембрия—силура; 8 — разломы; 9 — схематическое положение ртутных месторождений; 10 — гипсовое месторождение Дустаг

не оставляют сомнения в том, что источником ее являлась толща эвапоритов кембрия [64]. Таков же источник серы и в ртутных месторождениях обрамления Иркутского амфитеатра, что подтверждается изотопными данными по Байкальскому (В.И. Бергер и др., 1977 г.) и Восточно-Саянскому ртутным поясам и Енисейскому кряжу.

Отчетливо участие в ртутном рудообразовании коровой серы в пределах Алтае-Саянской складчатой области [62]. Специальные исследования, проведенные в этом регионе, показали, что ртутные месторождения приурочены к зонам глубинных разломов, которые рудоносны не на всем своем протяжении, а лишь там, где они представляют структуры обрамления крупных межгорных прогибов и впадин. В строении этих прогибов в различной степени участвуют соленосные и гипсоносные отложения девона. Эти же прогибы рассматриваются как нефтегазоносные или возможно нефтегазоносные области; в одних из них известны промышленные залежи, а в других — лишь отдельные проявления, но вполне достаточные для процессов сульфатредукции. Геологические материалы и результаты изучения изотопного состава серы позволяют полагать, что сера в ртутных месторождениях является коровой, ее генерация закономерно связана с эволюцией и геологическим строением межгорных прогибов и впадин: Кузбасса, Тувинского и Анюйско-Чуйского прогибов, каждый из которых имеет свою специфику. В качестве примера приведен разрез через Тувинскую впадину (рис. 47), в строении которой участвует мощная толща соленосных и гипсоносных отложений девона, поставлявшая сероводород для образования ртутных месторождений в бортовые части впадин и их обрамление.

Довольно часты случаи, когда ртутное оруденение формируется в бортовых частях нефтегазоносных бассейнов с достаточно гомогенизированным изотопным составом серы. Весьма показательны в этом отношении ртутные месторождения Северо-Восточной ртутной провинции, приуро-

ченные к зонам гипербазитовых поясов. В то же время эти месторождения структурно связаны с впадинами и прогибами, в различной степени нефтегазоносными [63]. Благодаря изолированности бассейнов в них формировался сероводород с различным для каждого бассейна гомогенным изотопным составом серы. Поступление рудного вещества (процесс значительно более кратковременный, чем формирование таких нефтегазоносных бассейнов) фиксировало серу этого сероводорода в виде ртутных руд. Это можно проиллюстрировать на примере Тамватнейского месторождения. Ртутное оруденение приурочено к зоне регионального глубинного разлома и накладывается на гипербазиты. Месторождение находится в обрамлении Анадырского нефтегазоносного бассейна, который уже существовал ко времени рудообразования. Разгрузка вод этого бассейна по зоне разлома происходила в период рудообразования и продолжается в настоящее время. Участие нефтяных вод в рудообразовании проявляется в развитии битумов нефтяного ряда в пределах рудного поля, сорудных с ртутной минерализацией.

Исследование вулканогенных ртутных месторождений на примере рудного района Монте-Амиата (Италия) позволяет говорить о широком участии коровой серы в ртутном и ртутно-сурьмяном рудообразовании и для этого класса месторождений. В нижнем структурном этаже рассматриваемого региона повсеместно установлена мощная толща эвапоритов  $T_3$ , представленная ангидритами с прослоями черных доломитов и магнезиальных известняков. Ангидриты образуют куполообразные структуры. К таким структурам иногда приурочены ртутные месторождения, а руды месторождения Мороне частично залегают в этих породах. Вулкан Монте-Амиата прорывает все эти породы. С комплексом пород  $T_3$  связана современная гидротермальная система района Монте-Амиата. Существующая гидротермальная система имеет самое непосредственное отношение к рудообразованию; термальные воды в ряде случаев ртутоносны. Сочетанием в разрезе сульфатных и битуминозных пород следует объяснить весьма широкое развитие в районе газопроявлений —  $H_2S$ ,  $CO_2$  и метана. Образование сероводорода происходит, очевидно, за счет высокотемпературного восстановления сульфатов в горизонтах напорных вод гидротермальной системы. Такую точку зрения высказывали ранее Дессау и Стефанис (1968 г.) для ртутного месторождения Черрето Пьяно, расположенного вблизи рудного района Монте-Амиата; они связывали происхождение сероводорода газопроявлений, самородной серы и сульфидов с триасовыми эвапоритами.

Нами были рассмотрены два основных типа геологических обстановок: когда сульфидная сера генерируется за счет сульфатов эвапоритовых толщ и захороненных морских вод и когда она поставляется нефтегазоносными бассейнами. Имеющиеся материалы свидетельствуют о широком участии подземных вод в ртутно-сурьмяном рудообразовании. Сопоставление известных данных по составам газово-жидких включений (А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, Б.В. Зашиха, З. Баогуи, Л. Вейн и др.) и водных вытяжек из минералов ртутно-сурьмяных месторождений (к сожалению, еще немногочисленных) с гидрохимической характеристикой подземных вод соответствующих рудных районов показывает, что общая минерализация и макрокомпонентный состав рудообразующих растворов в значи-

тельной мере определялись составом подземных вод, хотя в процессе рудообразования состав этих вод изменялся за счет взаимодействия с вмещающими породами и отложения минералов. Следует указать, что именно А.М. Овчинников (1966 г.) рассматривал данные о газовой-жидких включениях в минералах с гидрогеологических позиций и связывал их с гидрогеохимической зональностью водонапорных систем. Весьма важным шагом в исследовании состава рудообразующих растворов является изучение изотопного состава кислорода, водорода и углерода в жильных минералах и битумоидах ртутных месторождений, свидетельствующее о важной роли подземных вод и вмещающих пород в ртутном рудообразовании.

В заключение отметим, что теоретическое рассмотрение источников главных рудообразующих элементов ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений позволяет предложить новые региональные критерии в размещении этих месторождений. Хорошо известна приуроченность ртутных поясов к зонам глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию. В плане известных данных об источниках серы подчеркнем важность и другого фактора — наличия нефтегазоносных бассейнов, или впадин с эвапоритами и признаками нефтегазоносности, в бортах которых проходят или их пересекают рудоконтролирующие глубинные разломы, поставляющие ртуть из мантии Земли. Только сочетание этих двух факторов обеспечивает формирование ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений и должно быть учтено при региональном прогнозировании.

#### **СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Условия образования крупных и уникальных рудных месторождений отличны от таковых для средних и мелких месторождений. Выяснение этих условий образования представляет собой самостоятельную научную проблему. Ранее рассматривались структурно-геологические факторы, определяющие позицию крупных рудных объектов [102, 105]. Вместе с тем имеются данные, свидетельствующие и о некоторых необычных чертах состава, которые также присущи только крупным месторождениям. Эти черты включают как изотопные составы свинцов, так и ряд специфических минералов и косвенно указывают на особый состав и состояние рудообразующего флюида и в ряде случаев на более глубокий источник рудного вещества по сравнению с источниками многочисленных мелких и средних месторождений. Эмпирические данные об особенностях состава крупных месторождений рассеяны в многочисленных работах, и нами лишь сделана попытка как-то суммировать эти сведения и дать общие особенности рудообразующих флюидов с учетом представлений о специфическом источнике рудного вещества.

Крупные и уникальные рудные месторождения составляют лишь незначительную долю от общего числа месторождений. Вопрос о том, какие месторождения считать крупными и уникальными является в значительной мере условным. Однако если расположить месторождения по увеличению запасов в единый ряд, то наиболее крупные из них расположатся статистически дискретно, превышая многочисленные средние месторождения по запасам в 5–10 раз.

Есть много примеров того, что истинные размеры месторождения удалось выявить лишь после долгих лет их трудоемкого изучения. Чтобы упростить пути оценки и делать более уверенно выбор объектов для разведки месторождений, важно найти косвенные признаки, которые позволили бы отличать крупные рудные месторождения от всех прочих. К настоящему времени сделано уже значительное число разрозненных наблюдений об особенностях состава уникальных представителей отдельных типов рудных месторождений. Есть некоторые основания сделать допущение, что образование крупных и уникальных месторождений подчиняется особым закономерностям, отличным от тех, которые контролируют образование средних и небольших месторождений соответствующего состава. Не касаясь всех разнообразных признаков, сопутствующих крупным месторождениям, мы обратим внимание на те минералогические и геохимические особенности, которые можно было бы рассматривать как косвенное указание на возможные крупные размеры месторождения. Эти признаки достаточно разнообразны и часто относятся к месторождениям определенного типа. Они были получены независимо различными исследователями и, суммируя их, мы хотим оговориться, что, взятые в отдельности, они вряд ли могут быть достаточно надежными и, естественно, нуждаются в проверке и подкреплении комплексом признаков.

На некоторых крупных месторождениях золота характерно отсутствие отчетливой зональности оруденения при большом (1,5 км и более) вертикальном размахе оруденения (месторождения Калгурли, Австралия; Колар, Индия; и др.). Имеются указания также о стабильном термическом режиме рудообразования. Для месторождения Калгурли эти температуры составляют 300—400 °С. По-видимому, характеризуемые особенности сопряжены с общим прогревом вмещающих толщ, а также со стабильно высокой температурой рудообразующего флюида.

Крупные оловорудные месторождения (Корнуолл, Англия; и др.) также отличаются устойчивостью минерального состава в вертикальном направлении и постоянством содержания олова на интервалах до 800 м и более. Однако горизонтальная зональность бывает выражена отчетливо и проявляется в смене по латерали оловянного оруденения медным и полиметаллическим.

Рассмотрим далее некоторые общие особенности состава руд крупных месторождений различного типа.

В рудах крупных месторождений устанавливается до 100 и более гипогенных минералов. Месторождения эти в то же время являются многокомпонентными по содержанию в них промышленно важных металлов и других полезных компонентов. Так, месторождения уникального рудного района Садбери (Канада) характеризуются высокими содержаниями никеля и кобальта и повышенными концентрациями золота, серебра и элементов платиновой группы. Все перечисленные элементы извлекаются при переработке руд этого месторождения. Из руд месторождений крупного редкометального района Минас-Жерайс (Бразилия) извлекаются ниобий, тантал, олово, литий, бериллий, редкие земли. Из руд месторождения Маунт-Айза (Австралия) извлекаются три главных компонента — свинец, цинк и медь и попутно — серебро, кадмий, кобальт. Полиметаллическое месторождение Серро-де-Паско (Чили) представлено рудами, из

которых извлекается свинец, цинк, серебро и медь. Ограничимся приведенными примерами, которые достаточно наглядно иллюстрируют комплексность руд уникальных и крупных месторождений.

Относительно простым составом руд характеризуются только некоторые крупные месторождения эпитермального типа (плавикового шпата, ртути, сурьмы).

Уникальные и крупные месторождения в силу их сложного и порой весьма длительного формирования нередко являются полиформационными.

Известны месторождения, в которых совмещена минерализация скарнового и грейзенового типа. Примерами такого совмещения является месторождение Лост-Ривер (Аляска), ряд месторождений Дальнего Востока и Восточного Забайкалья в Советском Союзе и др. Наиболее распространены месторождения с совмещением разнообразных гидротермальных формаций: полиметаллической свинцово-цинковой и касситерито-сульфидной (месторождение Сулливан, Канада), золото-кварцевой или золото-сульфидной среднетемпературных гидротермальных и эпитермальной золото-серебряной формаций (ряд месторождений золота в шт. Невада, США), полиметаллической и сурьмяно-ртутной и т.д.

Известны крупные районы и месторождения, в которых совмещены разнотипные формации, принадлежащие весьма разобщенным во времени эпохам оруденения: докембрийской и третичной, мезозойской и третичной и т.д. Примерами совмещения докембрийских руд и руд третичной эпохи являются золоторудное месторождение Хомстейк, США; медно-рудная область шт. Аризона, США; месторождение Сулливан, Канада; крупное свинцово-цинково-серебряное месторождение Кер-д'Ален, США; и др.

Интересной особенностью крупных рудных месторождений является присутствие горизонтов "рудокласт" среди туфогенных толщ рудных полей. Это слои с обломками руд, причем последние могут отличаться по составу от тех, которые характерны для коренных рудных тел. Горизонты "рудокласт" встречаются в крупных рудных полях, расположенных среди вулканических толщ или вблизи них. Появление "рудокласт" можно связывать с многоэтапностью образования оруденения.

С масштабностью оруденения в ряде случаев коррелируется масштабность первичных ореолов рассеяния рудогенных элементов. Так, на некоторых крупных медно-молибденовых месторождениях порфирирового типа и медных месторождениях жильного типа в США установлены значительные по площади и концентрации ореолы рассеяния меди. По данным Ловринга (1970 г.), на медно-порфирировых месторождениях Сьерритта и Эсперанца (Чили) отмечаются аномально высокие (на 3-4 порядка выше фоновых) содержания меди в биотитах пород, вмещающих эти месторождения в зоне радиусом около 4 км. При этом медью обогащены не только биотиты из интрузива биотитовых порфирировидных гранитов, с которыми генетически связаны месторождения, но и слюды из окружающих этот интрузив более ранних гранодиоритов. Значительные ореолы установлены вокруг пользующегося мировой известностью гидротермального месторождения Бьютт в шт. Монтана и в связи с другими жильными месторождениями меди США.

Минералого-геохимические особенности рудных узлов включают и те признаки, которые можно считать характерными для крупных рудных объектов. Геохимические аномалии, с которыми коррелируются масштабы оруденения, могут быть самыми неожиданными. Так, например, согласно Доу и Стейси (1973 г.), многим крупным месторождениям цветных и благородных металлов мира присущ специфический изотопный состав свинца, который указывает на его эволюцию в условиях, приближающихся к одностадийной системе, т.е. с момента образования Земли в источнике руд не должно было происходить никаких изменений отношения  $U/Pb$  и  $Th/Pb$ , за исключением изменений, обусловленных радиоактивным распадом урана и тория. Иными словами, для крупных месторождений характерны обычные свинцы, тогда как для мелких проявлений — свинцы, эволюция которых протекала в более сложных условиях. Доу и Стейси считают, что для общей оценки масштабов полиметаллических месторождений следует иметь в виду, что в крупных месторождениях отношение  $^{206}Pb/^{204}Pb$  не выше 20. Точно так же в крупных месторождениях цветных и благородных металлов отношения  $^{208}Pb/^{204}Pb$  не выше 40, т.е. отмечается дефицит радиогенных свинцов.

Имеются данные, что соотношения изотопов серы в некоторых уникальных месторождениях близки к соотношению изотопов в метеоритах, что возможно связано с мантийным происхождением (месторождения Калгурли и др.).

Признаками масштабности оруденения в ряде случаев являются данные по содержанию тех или иных элементов примесей. Исследованиями В.С. Попова (1977 г.) установлено, например, что для крупных медно-порфириновых месторождений характерна прямая корреляция между содержаниями меди и рения. Для крупных медно-порфириновых месторождений содержание рения в молибденитах составляет 1700–2000 г/т и более. Следовательно, низкое содержание рения в молибденитах должно указывать на отсутствие крупных запасов меди.

Есть основания считать, что более восстановительные условия были присущи процессам образования крупных месторождений. В связи с этим уместно отметить, что сравнительно недавно в пределах ряда рудных полей были обнаружены необычные по составу ильменит-углеродистые метасоматиты, которые развиваются часто по терригенным вмещающим породам и предшествуют гидротермальным жилам. Эти метасоматиты могут и сами быть рудами благородных металлов, но в общем случае с ними связаны геохимические аномалии. Если минерализация, связанная с метасоматитами, носит промышленный характер, месторождения этого типа часто бывают крупными. Нами подобные метасоматиты были изучены в пределах оловорудного Кавалеровского района на Дальнем Востоке СССР. В составе этих метасоматитов постоянно присутствуют в качестве акцессорных самородные металлы и их смеси (Fe, Pb, Sn, Al, Cu, Zn, As, Au и др.), а также карбиды металлов. Подобный парагенезис свидетельствует о восстановительном характере флюида, образовавшего метасоматиты. Присутствие самородного алюминия свидетельствует о том, что развитие ассоциации самородных металлов происходило при такой низкой фугитивности кислорода, при которой вода становится электрохимически неустойчивой и поле ее стабильности сме-

няется полем стабильности водорода. Это дает основание считать, что ильменит-углеродистые метасоматиты образовались из сухих газов. Именно в этих условиях приобретал подвижность титан, обычно выступающий в роли инертного компонента. Крупные зоны подобных метасоматитов были обнаружены, в частности, в пределах оловорудных месторождений Кавалеровского рудного района. Они достигают в поперечнике первых сотен метров и тяготеют к зонам смятия и будинажа в терригенной толще. Гидротермальные оловорудные жилы являются более поздними по отношению к этим метасоматитам. Какая-то мера преемственности в составе руд и метасоматитов проявляется лишь в присутствии самородных олова и свинца в последних. Однако эти два процесса минералообразования в значительной мере автономны, и можно лишь допустить эмпирическую зависимость между массовым развитием метасоматического процесса в предрудное время и масштабами последующего гидротермального.

Есть некоторые свидетельства тому, что при формировании крупных месторождений рудоотложение происходило в более восстановительных условиях, чем в случае мелких и средних. Так, по данным М.З. Кантора, который провел сопоставление минерального состава различных месторождений, в крупных месторождениях присутствует повышенное число самородных элементов (до 5–7), включая углерод в виде графита. В качестве примера можно указать на Брокен-Хилл (Австралия), где присутствуют самородные золото, серебро, сурьма, элементы платиновой группы и графит. В Гуанохуато (Мексика) известны серебро, золото, электрум, висмут и графит.

Известны и другие свидетельства повышенного восстановительного потенциала на крупных рудных месторождениях. Один из таких примеров дан А.Е. Лисицыным и С.В. Малинко по месторождениям бороносных скарнов (1982 г.). Установлено, что в составе газов из газовой-жидких включений в боросиликатах присутствуют  $\text{CH}_4$ , а также  $\text{N}_2$  и  $\text{CO}$ , при низких концентрациях  $\text{CO}_2$ . Это, по мнению данных авторов, свидетельствует о существенно восстановительном характере минерализующих растворов. Установлено понижение величины  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-5,3$  до  $1,6\text{‰}$ ) в боросиликатах из крупных месторождений по сравнению с рудопоявлениями (от  $+9,0$  до  $+9,7\text{‰}$ ).

Изучение распределения примесей редкоземельных элементов в боросиликатах позволило установить присутствие двухвалентных европия в датолите и иттербия в данбургите ряда месторождений, тогда как в мелких рудопоявлениях они отсутствуют. Присутствие двухвалентных редких земель в боросиликатах крупных месторождений свидетельствует о фракционировании редких земель. Отделение европия может происходить только в особых восстановительных условиях.

Для крупных месторождений различного состава характерными являются элементы-примеси глубинного происхождения. Так, Б.А. Остащенко, Д.Н. Литошко, А.В. Калиновским (1982 г.) на основе анализа материалов по 200 месторождениям установлено, что в крупных месторождениях присутствует ассоциация элементов  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ , а также  $\text{V}$ . Вероятно, этот признак не следует относить к месторождениям пятиэлементной и родственной ей формациям.

По М.З. Кантору (1985 г.), присутствие в рудах полиметаллических месторождений минералов марганца, в том числе силикатов, карбонатов, может коррелироваться с масштабами оруденения. Этот же автор обращает внимание и на другие особенности состава руд, которые также могут рассматриваться как критерии оценки масштаба месторождений независимо от их состава.

Особую группу составляют признаки, которые присущи конкретным типам месторождений. Рассмотрим этот вопрос на примере минералогических особенностей крупных скарново-магнетитовых месторождений. Предварительно отметим, что некоторые крупные месторождения железа формировались в два этапа: первый — вулканогенно-осадочный и второй — скарново-рудный (Соколовское, крупные месторождения Алтая). Один из признаков крупных месторождений заключается в повышенной железистости сорудного граната. Этот гранат в крупных месторождениях имеет черную окраску (красно-бурую в шлифах) при высоком содержании  $TiO_2$  (~2%) и закиси железа (Соколовское, Сарбайское и другие месторождения).

Степень распространенности и особенности состава скаполита также могут зависеть от масштаба магнетитового оруденения. Как отмечает М.З. Кантор, большие скопления скаполита хлорид-мариалитового состава с содержанием мейонитовой молекулы не более 20–25% характерны для крупных месторождений складчатых областей. Однако в крупных месторождениях платформ скаполит распространен слабо.

Благоприятным признаком является присутствие апатита, причем на крупных месторождениях (Соколовском и др.) он представлен гидроксил-апатитом. Кроме того, присутствие в рудах клиноцоизита и цоизита, скорее, указывает на малые масштабы магнетитового оруденения. Напротив, эпидот распространен на более крупных месторождениях; важными являются также повышенное число титановых минералов (титаномагнетит, ильменит, сфен) и увеличение содержания титана в некоторых минералах (магнетит, гранат, эпидот и др.). Максимальное содержание  $TiO_2$  и  $V_2O_5$  в магнетите отмечается для крупных месторождений. Во многих мелких месторождениях  $TiO_2$  и  $V_2O_5$  не обнаружены. Это указывает на то, что при образовании крупных рудных месторождений подвижность титана увеличивается. На примере графит-ильменит-сульфидных метасоматитов мы уже отмечали, что подвижность титана резко повышается в восстановительных условиях.

Множественность минералогических критериев для распознавания крупных скарново-магнетитовых месторождений и не всегда однозначный их характер свидетельствуют, что при оценке месторождений необходимо пользоваться всем комплексом установленных критериев. М.З. Кантор (1981) предложил условную 10-балльную шкалу, которая позволяет раздельно оценивать относительную роль различных индикаторных признаков.

Приведенный обзор показывает, что трудно ожидать однозначного решения в попытках выделить потенциально крупные месторождения по минералогическим признакам. Вероятно, и сами признаки сохраняют свою надежность только в определенных геологических условиях.

Наиболее реальным путем в будущем может быть составление шкал

признаков для месторождений различных типов. Вместе с тем нельзя отрицать существование общих критериев, присущих для разных типов эндогенных месторождений, которые связаны с особыми условиями их образования. Приведенные выше эмпирические признаки крупных месторождений часто косвенно свидетельствуют о более восстановительных условиях, которые характерны для процессов, образующих крупные месторождения. Эта особенность процесса может находить различные минералогическое и геохимическое выражения от увеличения числа самородных элементов до появления титана как в виде примесей, так и собственных минералов, а также в разделении группы редких земель в процессе миграции.

Более восстановительный характер рудоносных флюидов, образующих крупные месторождения, является свидетельством их более глубинного происхождения. Есть также основания говорить о внемагматических источниках для ряда уникальных месторождений. Специфичность изотопных составов свинца крупных и уникальных месторождений косвенно свидетельствует о первичном источнике свинца для этих месторождений, тогда как составы свинцов мелких и средних месторождений несут следы коровых добавок. Длительность образования крупных месторождений также, возможно, говорит о связи этих месторождений с глубинными отдушинами.

Весь комплекс признаков позволяет заключить, что крупные и уникальные месторождения имеют глубинный источник. Они локализируются в узлах пересечения глубинных долгоживущих разломов, в том числе рудоконцентрирующего типа, где длительное время происходил интенсивный приток глубинных восстановленных флюидов и создавались области повышенных температур и пониженной фугитивности кислорода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целенаправленная разработка проблемы источников рудного вещества эндогенных месторождений привела в последние годы к заметному прогрессу в познании первичных процессов накопления и перераспределения рудных элементов, роли магматизма, метаморфизма, литогенеза и тектогенеза в рудообразовании. Общим выводом может служить положение об образовании рудных месторождений в результате взаимодействия мантийного и корового веществ, мантийных и коровых энергетических процессов. Результаты исследований согласуются с практически априорно принятыми представлениями об эндогенных месторождениях как продуктах накопления рудных веществ, рассеянных в коре и мантии. Заслуживает внимания представление о том, что первоисточником эндогенных месторождений служила мантия со специфическими особенностями распределения в ней рудных веществ, которые в определенной мере зарождались на этапе агломерации Земли. Механизмы накопления рудных веществ в разноглубинных мантийных и производных от последних или автономных коровых источниках, как и процессы отделения рудообразующих компонентов от этих источников и их последующей миграции, пока еще раскрываются преимущественно в генерализованном виде. Относительно более изученными представляются магматические источники как применительно к собственно магматическим, так и постмагматическим месторождениям.

Выполненные исследования показывают, что нельзя противопоставлять представления о металлогенической специализации магматических источников и о потенциальной рудогенерирующей способности магматических камер с кларковыми содержаниями рудных элементов. Магматические камеры, непосредственно генерирующие рудоносные магмы (при магматическом рудообразовании) или флюиды, во всех случаях следует рассматривать как специализированные, однако причины и механизмы этой специализации могут быть различными. В одних случаях они связаны с первичной специализацией подкоровых источников, в других — определялись вмещающей средой. Очевидно, имело место и совмещение этих факторов рудной специализации магматических очагов.

Для магматических месторождений связи с первично специализированными протоисточниками можно считать обычными и в значительной мере прямыми и непосредственными. Для постмагматических месторождений в большинстве своем эти связи значительно сложнее и реализуются через промежуточные очаги или масштабные преобразования минеральных веществ (палингенез, дифференциация, ассимиляция и т.п.). Характерно, что рудогенерирующая способность магматических очагов часто

создавалась в процессе дифференциации магматических расплавов — после выхода из очага части расплава, образывавшего интрузивные тела, с которыми позже месторождения оказывались в парагенетических связях.

Специфичны вопросы источников вещества крупных эндогенных рудных месторождений. Однако следует отметить, что имеющиеся материалы, как и специальный анализ отличительных черт крупных месторождений, не дают оснований предполагать для этих месторождений особые по своей природе источники. В данном случае, вероятнее всего, следует иметь в виду в первую очередь масштабность источника рудного вещества, его продуктивность и особенности функционирования эндогенных рудообразующих систем в благоприятных геологических и физико-химических условиях.

Многие стороны процесса зарождения и функционирования магматических источников еще не раскрыты. Не выясненными, например, остаются их пространственно-временные характеристики развития, причины различной продуктивности, зависимости от окружающей среды и геодинамической обстановки в масштабе рудных районов и т.д.

Широкий спектр нерешенных вопросов остается и в исследованиях немагматических источников рудного вещества. Наиболее слабым звеном представлений о метаморфической мобилизации и концентрации рудного вещества можно считать глобальность явлений метаморфизма одного порядка и точечность размещения рудных месторождений в метаморфических областях с относительно однородным строением. Отчасти это противоречие устраняется при учете интрузий как агентов аномального теплопереноса, но это обстоятельство может использоваться для объяснения происхождения лишь части месторождений.

Как видно, перспективы дальнейшей разработки проблемы определяются общим состоянием исследований геологии и геохимии рудных месторождений, петрографии, физико-химической петрологии, изотопной геохимии при определенном комплексе специализированных исследований.

Прогресс в решении проблемы источников руд зависит во многом от внедрения новых методов изучения минерального вещества, от вовлечения новых объектов в сферу геолого-геохимических исследований и от построения комплексных теоретических моделей, учитывающих термодинамику, кинетику и гидродинамику процессов, протекающих в рудно-магматических и рудно-метаморфических системах.

Одной из ключевых задач, не получивших до сих пор должного внимания, является выяснение форм присутствия металлов в магматических и метаморфических породах, являющихся потенциальными источниками рудного вещества. Особенно важными становятся учет распределения рудных элементов между магмой, породообразующими минералами и жидкими или кристаллическими микровыделениями сульфидных фаз, а также время и механизмы появления акцессорных минералов, концентрирующих металлы.

Выяснение источников руд в значительной мере зависит от изотопных исследований. Свинцовая изотопия представляет важнейшую информацию, но для магматических сульфидных месторождений весьма перспективно развитие работ по рений-осмиевой изотопной системе. Весьма желательно накопление данных по неодимовой, стронциевой и гафниевой изо-

топии применительно к рудному процессу. Очень информативны также комплексные исследования, включающие наряду с радиогенными изотопами изучение изотопии легких элементов. В число последних с традиционными элементами (водород, кислород, углерод) в будущем могут быть вовлечены также азот, бор и бериллий. В ряде случаев расшифровка источников вещества в рудном процессе может быть достигнута на основе изотопии инертных газов.

Кроме изотопной геохимии, для решения поставленных задач важное значение имеют анализ поведения индикаторных микроэлементов и анализ флюидных микровключений на компоненты, подвижные в гидротермальном процессе: щелочи, галогениды, барий, стронций и др.

Развитие экспериментальных исследований должно в первую очередь обеспечивать накопление данных по коэффициентам распределения рудных металлов во флюидно-магматических и флюидно-метаморфических системах. Наряду с этим необходимы информация по кинетике гомогенных и гетерогенных реакций в эндогенных условиях, а также измерения коэффициентов диффузии. Экспериментальные работы должны охватывать не только исследование поведения рудных элементов, но и процессы, приводящие к разделению индикаторных микрокомпонентов и изотопов. Решение этих задач потребует применения новой техники, включая ионный зонд для изучения продуктов экспериментов.

Естественно, что исследования по рассматриваемым направлениям должны осуществляться в комплексе с углубленным изучением геолого-геохимических критериев определения источников рудного вещества. Большое внимание должно быть уделено и источникам петрогенных элементов, концентрирующихся в рудных месторождениях. Без этого невозможно реставрация полной картины формирования месторождений.

Несомненный интерес представляет количественная оценка закономерностей поведения рудогенных и петрогенных элементов в эволюционирующих силикатных системах на основе комплексных геохимических и квантово-химических методов.

Все возрастающий объем информации, относящийся к проблеме источников рудного вещества эндогенных месторождений, требует постоянного системного ее анализа и обобщения. Крайне необходим комплексный подход с использованием современной вычислительной техники.

Проблема источников рудного вещества эндогенных месторождений уже на сегодняшней стадии ее разработки имеет существенное прикладное значение. Оно будет все более и более возрастать особенно в связи с необходимостью дальнейшего совершенствования теоретических основ прогнозирования глубинного оруденения и изменения методологии оценки рудного сырья при вовлечении в промышленное использование бедных руд. Реалистические построения генетических моделей рудообразующих систем применительно к месторождению — рудному полю или узлу — рудному району возможны только при достаточно конкретных знаниях об источниках рудных и петрогенных элементов, о закономерностях их мобилизации, миграции и концентрации в определенной геологической обстановке. С решением этих вопросов неразрывно связано дальнейшее совершенствование научно-методических основ прогнозирования и поисков рудных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В.* Изотопы стронция, неодайма, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма // *Геохимия*. 1982. № 12. С. 1705–1717.
2. *Баранова Н.Н., Козеренко С.В., Григорян С.С.* и др. Экспериментальные данные о концентрациях золота и серебра в гидротермальных растворах: (По результатам анализа газожидких включений) // Там же. 1980. № 8. С. 1146–1154.
3. *Баратов Р.Б., Мушкин И.В.* Металлогеническая специализация в связи с особенностями состава глубинных зон // *Земная кора и верхняя мантия Таджикистана: (По петрол. данным)*. Душанбе: Дониш, 1981. С. 260–264.
4. *Барнс Х.Л.* Растворимость рудных минералов // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1982. С. 328–369.
5. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
6. *Богатилов О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И.* Магматизм и геодинамика // 27-й МКГ: Доклады. Петрология. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 3–14.
7. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
8. *Варьяш Л.Н., Рехарский В.И.* О поведении одновалентной меди в хлоридных растворах // *Геохимия*. 1981. № 7. С. 1003–1008.
9. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в изверженных горных породах земной коры // Там же. 1962. № 7. С. 555–571.
10. *Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
11. *Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П.* и др. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 271 с.
12. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 1. 184 с.
13. *Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д.* и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
14. *Генкин А.Д., Сафонов Ю.Г., Боронихин В.А.* и др. Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия // *Геология и полезные ископаемые древних платформ*. М.: Наука, 1984. С. 82–98.
15. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования // Ю.Г. Сафонов, А.А. Пэк, Л.И. Лукин, Е.П. Малиновский. М.: Наука, 1982. 212 с.
16. Геохимия ландшафтов рудных провинций. М.: Наука, 1982. 262 с.
17. Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. 278 с.
18. Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. 270 с.
19. *Гинзбург А.И., Родионов Г.Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов // *Геология руд. месторождений*. 1960. № 1. С. 45–54.
20. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1963. 238 с.
21. *Годлевский М.Н.* Магматические месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений* / Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1968. С. 7–84.
22. *Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.А.* Геологоструктурные и петрологические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР // 27-й МКГ: Доклады. Металлогения и руд. месторождения. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 184–195.
23. *Дуу Б., Зартман Р.* Плюмботектоника фанерозоя // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений* // Под ред. Х. Барнса. М.: Мир, 1982. С. 28–70.

24. *Иванова Г.Ф., Коваль П.В.* Вольфрамовое оруденение Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 206–215.
25. *Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Слюдь из мантийных нодулей в щелочных базальтах МНР // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1189–1192.
26. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия: Архейские кратоны и области протоактивизации // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 7–68.
27. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
28. *Коваленко В.И.* Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 152 с.
29. *Коваленко Н.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7–41.
30. *Коваленко В.И., Коваль П.В.* Эндеогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 50–75.
31. *Коваленко В.И., Коваль П.В., Антипин В.С.* и др. Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 72–136.
32. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А.* Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // 27-й МКГ: Доклады Петрология. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 94–103.
33. *Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.Г.* и др. Распределение редкоземельных элементов в шпинелевом лерцолите МНР // Геохимия. 1983. № 3. С. 375–381.
34. *Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.* Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 449–453.
35. *Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В.* и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 17–27.
36. *Ковальский В.В., Олейников О.Б.* Минералы самородных элементов в ксенолитах глубинных пород из кимберлитовой трубки "Обнаженная" // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1214–1217.
37. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
38. *Козлов Вл.К.* Исследование гидротермальных равновесий в системах, содержащих серебро: Автореф. дис. . . канд. хим. наук. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 23 с.
39. *Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Назьмова Г.Н.* и др. Геолого-петрологические особенности интрузивов степнякского типа // Геохимия и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 25–29.
40. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М.: Наука, 1955. С. 335–456.
41. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
42. *Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.
43. *Кравцов В.С., Томсон И.Н.* Секущие золотоносные и медно-порфировые пояса в Тихоокеанском регионе // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 25–31.
44. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Рудообразующие процессы // Итоги науки и техники. Руд. месторождения. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 14. 148 с.
45. *Лавров Н.П., Смилкетын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 262 с.
46. Литология и нефтегазоносность юго-востока Сибирской платформы: (Верхний докембрий). М.: Наука, 1980. 132 с.
47. *Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
48. *Малиновский Е.П.* Определение пространственного положения источников рудообразующих флюидов Джидинских месторождений по данным структурного анализа // Джидинский рудный район. Новосибирск: Наука, 1984. С. 116–126.
49. *Малиновский Е.П., Онтоев Д.О.* Джидинский рудный район // Глубинное

строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 160–178.

50. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.

51. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 254 с.

52. Милановский Е.Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 38–60.

53. Минеральные ассоциации, структуры и структуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования / А.Д. Генкин, М.Г. Добровольская, В.А. Коваленкер и др. М.: Наука, 1984. 199 с.

54. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.

55. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 138 с.

56. Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным // Ранняя история Земли. М.: Мир. 1980. С. 356–367.

57. Наумов Г.Б. Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // 27-й МКГ: Доклады. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. С. 215–222.

58. Наумов В.Б., Коваленко В.И. Характеристика главных летучих компонентов природных магм и метаморфических флюидов по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1986. № 5. С. 590–600.

59. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Соболев А.В. и др. Несмесимость силикатных и солевых расплавов по данным изучения включений в высокотемпературном флюиде // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 2. С. 453–456.

60. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

61. Озерова Н.А. О дегазации ртути из глубин Земли // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 15–35.

62. Озерова Н.А., Борисенко А.С., Виноградов В.И. и др. Источники серы рудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Эндогенные руд-

ные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. С. 156–171.

63. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Бабкин П.В., Розенблюм И.С. Об источнике серы рудных месторождений в гипербазитовых поясах // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 68–85.

64. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Оболенский А.А. и др. Об источнике серы рудных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 187–210.

65. Озерова Н.А., Илупин И.П., Головня С.В. и др. Ртуть в кимберлитах // Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976. С. 166–185.

66. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1984. 340 с.

67. Павлов Д.И. Потенциально нефтепродуцирующие толщи как источники рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруденения юго-восточной окраины Сибирской платформы: (Исход. принципы исслед.) // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 29–43.

68. Лейве А.В., Богданов Н.А., Книпер А.Л. Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования // Геотектоника. 1977. № 6. С. 4–14.

69. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 322 с.

70. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 424 с.

71. Перельман А.И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 152 с.

72. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.

73. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 201 с.

74. Петровская Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Ч. 85, № 3. С. 321–322.

75. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г. Источники рудного вещества эндоген-

ных месторождений золота // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 307–320.

76. Поля редкометалльных гранитных пегматитов / Под ред. Л.Н. Овчинникова. М.: Недра, 1976. 332 с.

77. Пэк А.А., Пилюян Г.О. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по данным минералогической термобарометрии // Геология руд. месторождений. 1975. № 4. С. 68–82.

78. Реддер Э. Флюидные включения – реликты рудообразующих растворов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 535–577.

79. Рехарский В.И., Диков Ю.П., Хитров В.Г. Зависимость накопления химических элементов в магматических дифференциатах от структуры силикатного фона // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 182–189.

80. Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В. и др. Источники и условия мобилизации рудного вещества // 27-й МГК: Доклады. Металлогения и руд. месторождения. М.: Наука, 1984. С. 20–27.

81. Ривкин С.Л., Александров А.А. Теплофизические свойства воды и водяного пара. М.: Энергия, 1980. 424 с.

82. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.

83. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3–9.

84. Рябчиков И.Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии // 27-й МГК: Доклады. Петрология. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 184–191.

85. Рябчиков И.Д. Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах: (По эксперим. данным) // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 95–100.

86. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 49–64.

87. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочно-земельных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 6–18.

88. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Мишеева Р.М. и др. Медь и серебро в гранитном расплаве: (По эксперим. дан-

ном) // Геохимия. 1984. № 8. С. 1181–1191.

89. Рябчиков И.Д., Шрайер В., Абрахам К. Состав флюидов в разрезах форстерит–кремнезем–вода и жадеит–диопсид–вода при параметрах верхней мантии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 13–21.

90. Рундквист Д.В. Главная последовательность развития гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 14–26.

91. Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.

92. Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 220 с.

93. Слободский Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.

94. Смирнов В.И. Геология месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 687 с.

95. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 3–20.

96. Соловова И.П., Коваленко В.И., Наумов В.Б. и др. Углекислотно-сульфидные включения в клинопироксене мантийных ксенолитов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 199–202.

97. Стейси Дж.С., Доу Б.Р., Силвер Л.Т., Зартман Р.Е. Плюмботектоника П. А. Докембрийские колчеданные месторождения // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 93–106.

98. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда юго-восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.

99. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

100. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения двух основных типов развития земной коры // Геология руд. месторождений. 1982. № 2. С. 3–13.

101. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.

102. Томсон И.Н., Полякова О.П. О критериях оценки масштабности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 97–106.

103. Томсон И.Н., Сидоров В.В., Полякова О.П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР // Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 19–31.
104. Троицкий В.А., Чернышев И.В., Коваленко В.И. Об источниках вещества рудных месторождений МНР по изотопным данным. Тез. докл. XI Всесоюз. симпозиума по геохимии изотопов. М., 1986.
105. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
106. Филимонова Л.Г. Вулканические комплексы как возможные источники олова: (На примере Сихотэ-Алиня) // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 36–56.
107. Фрипп Р.Е.П. Металлогения золота в архее Родезии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 454–466.
108. Хейл А., Ландис Дж., Зартман Р. Обзор изотопных данных о происхождении месторождений типа долины Миссисипи // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 550–583.
109. Холоденское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.
110. Хомич В.Г. Принципы рудно-формационной систематики проявлений золото-серебряной минерализации для прогнозно-металлогенических целей // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 200–235.
111. Чернышев И.В., Троицкий В.А., Агапова А.А. и др. Изотопный анализ субмикrogramмовых проб свинца // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 16–29.
112. Шикина Н.Д., Ходаковский И.Л., Озерова Н.А. Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами // Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 137–160.
113. Шерба Г.Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 378–442.
114. Эволюция вещества при ультраметаморфизме / М.Д. Крылова, И.С. Седова, И.Н. Крылов, С.С. Глебовицкий, В.А. Галибин. Л.: Наука, 1972. 180 с.
115. Эндогенное оруденение древних щитов: (Эволюция, структурные и петрологические условия эндогенного рудообразования). М.: Наука, 1978. 200 с.
116. Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. 328 с.
117. Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Chichester etc.: Wiley, 1982. 724 p.
118. Archaean geology // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1981. N 7. 515 p.
119. Burnham C.W., Holoway J.R., Davis N.F. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1969. N 132. 96 p.
120. Chernyshev I.V., Pavlov D.I. Lead isotope study of the stratiform lead-zinc ore deposits of the south-eastern marginal land of the Sibirskaia Platform // Fifth Intern. Conf. Geochronol., Cosmochronol. and Isotope Geol.: Abstr. Nikko, Japan. 1982. P. 47–48.
121. Condie K.C. Archean Greenstone belts. N.Y., 1981. 434 p.
122. Cumming G.L., Gudjurgis P.J. Alteration of trace lead isotope ratios by post ore metamorphic and hydrothermal activity // Canad. J. Earth Sci. 1973. Vol. 10. P. 1782–1790.
123. Cumming G.L., Robertson D.K. Isotopic composition of lead from the Pine Point deposit // Econ. Geol. 1969. Vol. 64. P. 731–732.
124. Doe B.R., Zartman R.E. Plumbotectonics. I. The Phanerozoic // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed. N.Y.: Wiley, 1979. P. 22–70.
125. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics – minerals and rocks – 16 / Ed. P.J. Wyllie. Berlin etc.: Springer, 1981. 390 p.
126. Groves D.I., Phillips G.M., Grigg S.E. et al. Control on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia // Gold-82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits / Ed. A.A. Balkema. Rotterdam. 1982. P. 374–386.
127. Hart S.R., Shimizu N., Sverjensky D. Lead isotope zoning in galena: an ion microprobe study of a galena crystal from the Buick Mine, Southeast Missouri // Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 1873–1878.
128. Henley R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Chem. Geol. 1973. Vol. 11. P. 73–87.

129. Kesler S.E., Ruiz J., Jones L.M. Strontium-isotopic geochemistry of fluorite mineralization (Coahuila, Mexico) // *Isotope Geosci.* 1983. Vol. 1. P. 65–75.
130. Köppel V., Schröll E. Bleiisotopenzusammensetzung von Bleierzten aus dem Mesozoikum der Ostalpen // *Verh. Geol. Bunde-sanst.* 1978. H. 3. S. 403–409.
131. Kramers J.D. Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 42. P. 58–70.
132. Krerar D.A., Barnes H.L. Ore solution chemistry. V. Solubilities of chalcocopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200° to 350°C // *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71, N 4. P. 772–794.
133. Lecher C.M., Arndt N.T., Groves D.J. Genesis of komatiite-nickel sulphide deposits of Kambalda, Western Australia: A distal volcanic nickel // *Intern. Miner. and Met. Proc. Nickel Field Conf.* 1984. Vol. 19. P. 249–276.
134. Marston R.J., Groves D.J., Hundson D.R., Ross J.R. Nickel sulfide deposits in Western Australia // *Rev. Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 1330–1363.
135. Menzies M. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity // *Continental basalts and mantle xenoliths. Natwich (Ches.): Shiva publ.*, 1983. Vol. 8. P. 92–110.
136. Narayanaswami S., Ziauddin M., Ramachandra A.V. Structural control and localization of goldbearing lodes, Kolar gold field, India // *Econ. Geol.* 1960. Vol. 55, N 7. P. 1429–1459.
137. Norman D.I., Landis G.P. Source of mineralizing, components in hydrothermal ore fluids as evidences by  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and stable isotope data from the Pasto Bueno deposit, Peru // *Ibid.* 1983. Vol. 78. P. 451–463.
138. Ozerova N.A., Kvasha L.G., Bulkin G.A., Aidinian N.Kh. Certain peculiarities in the distribution of mercury in me-
- teorites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37, N 3. P. 569–582.
139. Platinum – Group Elements: Mineralogy, geology, recovery / Ed. L.J. Cabri // *Cim special vol.* 23. Can. Inst. of Mining and Metallurgy, Montreal, Quebec, 1981. 267 p.
140. Safonov Yu.G., Genkin A.D., Vasude V.N. et al. Genetic features of gold ore deposit at Kolar, Dgarwar craton, India // *J. Geol. Soc. India.* 1984. Vol. 25, N 3. P. 145–154.
141. Sato K., Delevaux M.H., Doe B.R. Lead isotope measurements on ores, igneous and sedimentary rocks from the Kuroko mineralization area // *Geochem. J.* 1981. Vol. 15. P. 135–140.
142. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26. P. 207–221.
143. Stern C.R., Wyllie P.J. Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O and a pelagic-red clay at 30 // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 313–322.
144. Sun S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46. P. 179–192.
145. Varekamp J., Buseck P.R. The speciation of mercury of hydrothermal systems, with applications to ore deposition // *Ibid.* 1984. Vol. 48. P. 177–185.
146. Wedepohl K.H., Delevaux H., Doe B.R. The potential source of lead in Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in Federal Republic of Germany // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 65. P. 273–281.
147. Wyllie P.J., Huang W.-L., Stern C.R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences // *Canad. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13. P. 1007–1019.
148. Zartman R.E. Lead isotope provinces in the cordillera of Western United States and their geologic significance // *Econ. Geol.* 1974. Vol. 69. P. 792–805.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава 1</i>	
Типы источников магм, флюидов и эндогенного рудного вещества (В.И. Рехарский, В.И. Коваленко, Н.В. Петровская, И.Д. Рябчиков, Ю.Г. Сафонов, И.В. Чернышев) . . . . .	5
<i>Глава 2</i>	
Магматические рудообразующие системы и особенности концентрирования рудного вещества . . . . .	38
Гипербазит-базитовые рудообразующие системы (В.В. Дистлер) . . . . .	38
Гранитоидные рудообразующие системы (В.И. Коваленко) . . . . .	59
<i>Глава 3</i>	
Метаморфические рудообразующие системы (С.П. Кориковский) . . . . .	80
<i>Глава 4</i>	
Мобилизация рудного вещества мантийными и коровыми флюидами (И.Д. Рябчиков) . . . . .	89
<i>Глава 5</i>	
Закономерности миграции рудоносных расплавов и растворов (Ю.Г. Сафонов, Е.П. Малиновский, А.А. Пэк) . . . . .	103
<i>Глава 6</i>	
Формы переноса рудных элементов гидротермальными растворами (А.В. Зотов, Л.Н. Варьяш, А.В. Кудрин, К.А. Левин) . . . . .	115
<i>Глава 7</i>	
Закономерности концентрации рудных элементов на геохимических барьерах (А.И. Перельман) . . . . .	141
<i>Глава 8</i>	
Эволюция структур земной коры и эндогенных рудообразующих систем (В.И. Казанский) . . . . .	160

<b>Источники рудного вещества отдельных групп эндогенных месторождений . . .</b>	<b>174</b>
Оловорудные месторождения (И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, В.П. Полохов, О.П. Полякова, Л.Г. Филимонова, Н.Т. Митюшкин) . . . . .	174
Золоторудные месторождения (В.А. Коваленкер, Ю.Г. Сафонов, И.В. Чернышев, А.А. Агапова) . . . . .	187
Свинцово-цинковые стратиформные месторождения (Д.И. Павлов, И.В. Чернышев, Д.А. Живцов). . . . .	199
Ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения (Н.А. Озерова, Н.Д. Шикина) . . .	212
Специфические особенности источников рудного вещества крупных и уникальных эндогенных месторождений (И.Н. Томсон, О.П. Полякова) . . . . .	229
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>236</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>239</b>

**ЭНДОГЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ  
РУДНОГО ВЕЩЕСТВА**

*Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии  
рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор *А.В. Назаров*  
Редактор издательства *Т.Б. Гришина*  
Художник *Д.А. Шпаков*  
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*  
Технический редактор *В.В. Лебедева*  
Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35171

Подписано к печати 11.03.87. Т — 05538  
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,9  
Уч.-изд.л. 18,9. Тираж 700 экз.  
Тип.зак. 1261. Цена 2р. 90 к.

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 ВЫПУСКУ:**

**Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд.** — 20 л. — 3 р.

В книге изложены результаты анализа минералогических материалов, характеризующих особенности форм, состава, структуры и фазовой неоднородности минералов в связи с оценкой возможности их использования в качестве индикаторов условий эндогенного рудообразования. Основные материалы получены авторами при многолетних исследованиях типоморфизма ряда минералов из класса самородных элементов, сульфидов, сульфосолей, отдельных окислов, карбонатов и силикатов.

Для минералогов, геологов и геохимиков.

**Экзогенное рудообразование (Al, Ni, Mn).** — 20 л. — 3 р.

В сборнике на основе нового фактического материала рассмотрены условия образования, источники рудного вещества и закономерности распространения главных генетических типов месторождений бокситов, гипергенного никеля и марганца; дан анализ содержания понятия "теория формирования коры выветривания", и на примере конкретных месторождений СССР, Кубы, Индии, Вьетнама и других регионов мира, рассмотрены различные ее аспекты; впервые в СССР выделена щелочная марганцевая рудная провинция на Дальнем Востоке.

Для геологов, специалистов в области эндогенных рудных месторождений и коры выветривания.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ  
"КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

*Магазины "Книга-почтой":*

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12.

2 p. 90 к.

4940