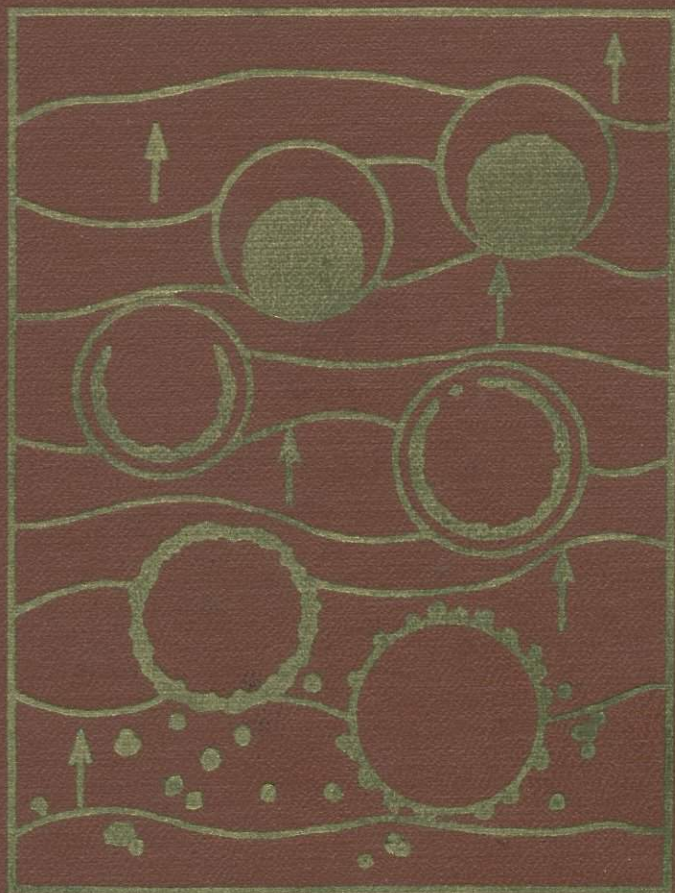


Л. Н. Овчинников

ОБРАЗОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Л. Н. Овчинников

ОБРАЗОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5095



МОСКВА "НЕДРА" 1988



ББК 26.325
О-35
УДК 553.3.061

Рецензент академик АН СССР *В. И. Смирнов*

- Овчинников Л. Н.**
О-35 Образование рудных месторождений.— М.: Недра, 1988.—
255 с.: ил.
ISBN 5-247-00113-3

Рассмотрены методологические принципы изучения процессов рудообразования, предпосылки рудообразования и его предыстория, общие закономерности рудного процесса как одного из проявлений дифференциации вещества планеты, источники рудного вещества и рудообразующих растворов; изучены факторы мобилизации и переноса рудного вещества, состав, свойства и эволюция рудообразующего раствора, место рудообразования в ведущих геологических процессах (магматизм, осадкообразование, метаморфизм и др.). Проанализированы генетические типы рудных месторождений, среда, механизм и условия рудоотложения.

Для геологов, ведущих поиски, разведку и изучение рудных месторождений.

О 1904050000—091 109—88
043(01)—88

ББК 26.325

ISBN 5-247-00113-3

© Издательство «Недра», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга — результат многолетних полевых и камеральных исследований автора, а также критического анализа мировой литературы. Естественно, она субъективна, не является полным систематическим описанием различных генетических типов рудных месторождений, а содержит лишь собственные представления автора, с удовлетворением отмечающего, что они во многом совпадают с установившимися, преобладающими взглядами на процессы рудообразования. Охвачены, безусловно, не все аспекты рудного процесса. Автор надеется восполнить это в книге «Прикладная геохимия», над которой он работает. Две эти книги составят единое целое в творческой позиции автора.

Автор с благодарностью чтит своих учителей А. Г. Бетехтина и Д. С. Коржинского. Большое значение имели постоянные творческие контакты с В. И. Смирновым, а также с Г. Л. Пospelовым и Я. Н. Белевцевым. Созданию книги способствовали тесное сотрудничество и обмен мнений с коллегами — И. В. Банщиковой, В. Д. Барановым, Л. С. Бородиным, С. В. Григорьяном, В. В. Ивановым, А. А. Кременецим, В. Г. Максенковым, А. М. Масаловичем, В. С. Поповым. Всем им автор выражает свою признательность.

Глава I. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Основная задача любой науки состоит в познании объективных законов материального мира и использовании их на практике. Познание начинается с наблюдения, описания, систематизации — эмпирической стадии развития науки. В ряде отраслей геологии эта стадия уже завершается, и из описательно-эмпирической геологии превращается в теоретическую науку, раскрывающую не только связь природных процессов, но и их причины, механизм действия. Наметился, особенно в последнее десятилетие, прогресс и в познании процессов рудообразования. Это обусловлено в первую очередь преодолением ряда логико-методологических ошибок, присущих современному уровню развития геологической науки.

Преодоление ошибок

Можно и не знать законов логики и с тем или иным успехом стихийно развивать науку. Однако пример с теорией рудообразования свидетельствует об обратном. Из-за большого числа принципиальных ошибок возникла опасность отставания теоретического осмысливания обильного фактического материала. Каковы же эти ошибки? На одну из распространенных ошибок обратил внимание Н. С. Шатский. Он метко назвал ее *провинциализмом*. «Геология — особенная наука... Это наука, в которой резко сказывается некоторый провинциализм, так как работа геолога и выработка его воззрений связаны с геологическим строением той территории, на которой он живет и работает» [37].

Изучая определенные рудные провинции, отдельные генетические типы месторождений, группы месторождений, мы начинаем думать, что и в других провинциях, на всем земном шаре геологические явления и события происходили точно так же, как и на исследуемых нами объектах. Характерный пример провинциализма — прошедшая в свое время дискуссия о происхождении гранитов между непримиримыми магматистами и трансформистами. И те и другие отстаивали только ими предлагаемый механизм образования гранитов, отрицая возможные другие. Петрографы сейчас преодолели такой провинциализм; стало всем ясно, что граниты могут образовываться не одним, а несколькими путями.

В настоящее время и в области рудообразования мы начали хорошо видеть гетерогенность и конвергентность минеральных парагенезисов.

Вторая ошибка — *стремление* только к новому в исследованиях, к оригинальному, к *нахождению различий*. Эта тенденция правомерна, но она резко преобладает над такой же необходимой

для развития науки и особенно теории встречной тенденцией — нахождением сходства, т. е. общего. Если мы не будем стараться увидеть то общее, что присуще не одному, а многим изучаемым объектам, то не создадим единую теорию рудообразования. Пока же преобладает и множится дробление на частности, желание по возможности детальнее классифицировать факты, наблюдения, явления, процессы с применением опять-таки самых разнообразных частных признаков и критериев. При таком подходе чрезвычайно трудно из систематизируемого многообразия извлечь то общее, универсальное, что даст возможность выявить единую закономерность, раскрыть механизм и общие условия образования рудных месторождений.

Теория может опираться только на общие объективные закономерности. Чтобы установить их, необходим научный анализ фактов, а главное при этом — усреднение, оптимизация, минимизация, уплотнение информации, ее упорядочивание (группировка, генерализация), т. е. вся та совокупность логико-методологических операций, которые обязательны исходя из статистико-вероятностной природы научного геологического факта. Всем звеньям геологических исследований, включая и разведку, присуща третья распространенная ошибка — *избыточность информации*. Публикации, отчеты и другие материалы, излагающие результаты тех или иных геологических исследований, почти всегда перегружены второстепенными деталями, в них много лишнего. Крупницы необходимых данных приходится извлекать с большим трудом; в основном же они теряются бесследно, и не так уж редки примеры дублирования описаний и вторичного «открытия» уже известного.

Подмена общего частным, главного — второстепенным, определяющего — случайным также достаточно распространена. Наиболее ярким выражением логико-методологической ошибки этого типа наряду с провинциализмом является *гипертрофия*, излишнее преувеличение роли единичного фактора, попытка найти объяснение сложных геологических явлений, закономерностей процессов рудообразования с помощью какого-то одного фактора или даже одной физической константы, например, растворимости, температуры сублимации, электроотрицательности и пр. Бесплодность до сих пор встречающихся в литературе наивных попыток объяснить процесс рудообразования с позиций решающей роли какого-то одного фактора в настоящее время совершенно очевидна.

Широко используется геологами при различных сопоставлениях и обобщениях *метод аналогий*. И здесь часто наблюдаются явные заблуждения. Еще А. И. Герцен в «Письмах об изучении природы» писал: «Никто не прибегает к аналогии, если можно ясно и просто высказать свою мысль. В самом деле, строго логически ни предмету, ни его понятию дела нет, похожи ли они на что-нибудь или нет: из того, что две вещи похожи друг на друга разными сторонами, нет еще достаточного права заключать о сходстве неизвестных сторон. В какие грубые ошибки впадала,

например, геология, желая обобщать факты, выведенные изучением альпийских гор, к другим полосам»*.

Многочисленные и разнообразные гидротермальные месторождения могут иметь самое различное происхождение. Однако такое заключение долгое время не удавалось сделать именно из-за господства умозаключений, построенных главным образом на аналогиях, которые, в свою очередь, были основаны на действительной общности отдельных признаков месторождений — химический состав, минеральные парагенезисы, текстурно-структурные особенности и пр.

Однако полностью отбрасывать метод аналогий ни в коем случае нельзя. Известно много примеров, когда умозаключения по аналогии приводили к важным открытиям. Ошибок в умозаключениях по аналогии при изучении процессов рудообразования можно избежать, если соблюдать определенные логические правила. В первую очередь должно быть установлено как можно больше признаков, общих для сравниваемых предметов. Необходимо, чтобы признаки, общность которых для сравниваемых предметов дана в посылках, максимально отличались друг от друга (не были бы признаками одного узкого класса) и были возможно более типичными представителями свойств этих предметов. Они должны быть как можно теснее связаны с другими свойствами сравниваемых предметов. Необходимо, чтобы признаки, общие двум предметам, и признаки, переносимые с одного предмета на другой, были как можно более однотипными, так, чтобы охватывающее их понятие было возможно более богато по содержанию и более узко по объему. Для свойств, о которых говорится в посылках об аналогии, должно быть существенно то, что они принадлежат именно сравниваемым объектам. Выполнение всех указанных требований сделает вывод, полученный при помощи умозаключения по аналогии, менее ошибочным, т. е. значительно более вероятным.

По мере проникновения в геологию достижений смежных наук (физики, химии, физической химии) все чаще встречается ошибка, обусловленная *переоценкой роли и значения физико-химических построений и эксперимента*. Это связано с весьма неблагоприятными последствиями для познания объективных закономерностей рудообразования и создания такой теории, которая отражала бы существующую реальность. Опираясь на некоторые строгие законы физической химии, к тому же подкрепленные соответствующими экспериментами, мы строим модель того или иного геологического явления или процесса. Безукоризненность модели с позиций точной науки приводит нас к мысли о том, что и в природе процесс протекал именно так, а не иначе.

Объективные геологические доказательства выбора природой именно этого пути обычно отсутствуют, их даже не всегда стремятся отыскать. В результате получается то, что в логике назы-

* Герцен А. И. Избранные философские произведения. В 2 т. Т. 1. М., Политиздат, 1948.

вается *подменой тезиса*. Вместо истинного знания — иллюзия знания, создающая видимое благополучие и самоуспокоенность.

Наблюдаемый в последние десятилетия значительный прогресс в развитии геологических наук, действительно, во многом связан с широким использованием законов и методов физики и химии. Однако это весьма положительное явление имеет и теневую сторону. Широкое внедрение в геологию различных физических и химических методов, основанных на использовании весьма сложной аппаратуры, обусловило прилив в геологическую науку специалистов из области физики и химии, в разной степени владеющих этими методами, но, естественно, не знающих геологии.

Связав свою научную судьбу с геологией и опираясь на методы, недоступные геологу, такие специалисты, овладев верхушками геологических знаний, быстро уверовали в непогрешимость своих суждений о геологических явлениях и процессах на основании любой получаемой ими цифры. Для них при отсутствии какого-либо контроля и самоконтроля стало возможным не только запросто толковать о сложных, далеко не познанных вопросах и проблемах геологии, но и предписывать природе по мере надобности «нужные» процессы в «нужном» месте и в «нужное» время.

Как ни странно, но этому во многом способствовали сами геологи, которые часто верят в могущество и универсальность «точных» методов. Их гипнотизирует принцип количественного подхода к изучаемому явлению, возможность выражения его цифрой. Некритическое восприятие любой публикации еще сильнее снизило самоконтроль специалистов из смежных отраслей, работающих в геологии: принимаются любые данные, их трактовка и геолого-генетическая интерпретация. В результате вместо развития познания наблюдается его девальвация. Объективные геологические доказательства не отыскиваются. Многих геологов вводят в заблуждение кажущаяся убедительность и простота предлагаемого способа решения по сравнению с той огромной исследовательской работой, которую необходимо выполнить в каждом конкретном случае, чтобы выявить истинные соотношения и закономерности.

В отечественной литературе много голых беспочвенных рассуждений. Геолог стал все чаще верить цифрам, которые ему предлагают исследователи-методисты, а не собственным наблюдениям. Это явно подрывает авторитет геологии как науки. А не мешает подчеркнуть, что геология, как наука описательная и в то же время историческая, изучает гораздо более сложные и уникальные события, чем те, которыми занимаются пользующиеся большим почетом и уважением экспериментальные науки. Творить в геологии, развивать геологическую науку много сложнее, чем добиться успеха в развитии, например, физики. К сожалению, и среди геологов не все понимают разницу между науками описательными и экспериментальными.

Что же касается роли эксперимента, то здесь необходимо напомнить о том, что геология — наука не экспериментальная; экс-

периментальные исследования в познании различных геологических процессов, особенно протекавших в эндогенных условиях в глубоком прошлом, могут играть только вспомогательную роль. Никакой эксперимент, как бы блестяще он не был поставлен, сам по себе ничего не доказывает. Он только показывает, что процесс может пойти таким-то путем, при таких-то условиях. Но доказать, что этот путь и эти условия единственно возможные, что природа в свое время избрала именно такой путь, эксперимент, конечно, не может.

Однако диалектика науки такова, что мы все более убеждаемся в том, что при изучении такого сложнейшего процесса, как эндогенное рудообразование, без эксперимента и моделирования обойтись нельзя, тем более, что многие важные для геологии физико-химические вопросы не интересуют собственно физическую химию, развивающуюся в связи с запросами промышленности, и необходимые лабораторные исследования приходится ставить самим геологам. С одной стороны, экспериментальные исследования — один из важнейших методов проверки генетических предположений о процессах рудообразования, возникших на основе геологических наблюдений, с другой — обеспечивают строгое физико-химическое обоснование эмпирических закономерностей, выявленных геологическими наблюдениями.

Наиболее важное направление экспериментальных исследований в области рудообразования — моделирование. Оно позволяет открыть неизвестные явления и обнаружить новые факторы, регулирующие изучаемый процесс. Не прибегая к моделированию и основываясь только на отдельных физико-химических данных, можно долго заблуждаться относительно истинного хода процесса, тех возможностей, которыми располагает и которые выбирает природа. Один небольшой пример. Среди геологов длительное время существовало отрицательное мнение о газах как мобилизаторах и переносчиках рудного вещества ввиду якобы малой растворимости в них металлов. Простейшее моделирование показало, что это — явное недоразумение. Нельзя основываться только на справочных данных по растворимости нелетучих веществ. Водяной пар в докритическом состоянии и газ в надкритическом состоянии, так же как и другие пары и газы, участвующие в рудообразовании, характеризуются значительной способностью растворения нелетучих веществ и вполне обеспечивают перенос компонентов, слагающих рудную и нерудную части эндогенных месторождений. Об этом свидетельствуют многочисленные экспериментальные данные, часть которых, между прочим, относится еще к прошлому веку.

Таким образом, наряду с получением физико-химических данных, а также с основанными на них теоретическими выкладками и расчетами необходимо и экспериментальное моделирование — накопление фактов, теоретически не всегда объяснимых в момент их получения.

Все указанные логические ошибки, допускаемые при познании процессов рудообразования, а также другие ошибки, на которых мы не останавливались, обусловлены в первую очередь основным методологическим упущением, заключающимся в пренебрежении вероятностной природой законов геологии и тем, что в принципе не может быть построена теория, которая, как указывал Дж. Томсон, «изгнала бы эту вероятность».

Применение математически обоснованных индуктивных методов при обработке геологических наблюдений позволяет еще до построения теории произвести статистико-вероятностную оценку отдельных эмпирических высказываний и обобщений. Количество фактов, собранных для решения той или иной проблемы, должно быть оптимальным. Оптимальность знания, минимизация информации связаны с отбрасыванием избыточной информации (кинематического шума). По отношению к отдельным фактам это означает статистическую обработку многочисленных данных об объекте и получение одного усредненного факта. Дальнейшая оптимизация — начало упорядочивания множества фактов — предусматривает отбор тех из них, которые характеризуют наиболее существенные с точки зрения решаемой проблемы признаки объекта.

В последние два десятилетия в различные области естественных знаний бурно вторглась математика. Математизация знания — одна из важнейших закономерностей развития современной науки. Этот закономерный процесс проникновения математики, кибернетики, теории информации, определенных философских представлений начался также в теоретические основы и методы геологии в целом и в учение о месторождениях полезных ископаемых в частности.

Рудообразующий процесс — явление сложное, имеющее множество особенностей. Поэтому для всесторонней характеристики его сущности требуется целая система понятий, каждое из которых отражает определенную особенность данного процесса. Этот процесс — процесс изменения. Его нельзя выразить понятиями, характеризующими результаты данного процесса. Кроме того, этот процесс — процесс единства прерывности и непрерывности. Он связан с изменениями непосредственными и опосредствованными, быстрыми и медленными, обратимыми и необратимыми, представляет собой непрерывное чередование стремления к равновесию, достижения равновесия и нарушения его.

Стоит важная методологическая проблема: каким образом, с помощью каких приемов, применяя какие логические выводы воссоздать, реконструировать процесс рудообразования в целом и отдельные его звенья, начиная от источников рудного вещества, его мобилизации и заканчивая рудоотложением, формированием рудного тела? Методологически совершенно ясно, что основа всяких физико-химических, термодинамических построений и ги-

потез — геологические закономерности. Только они определяют истинность. Логико-методологический анализ и должен привести к раскрытию этих объективно существующих геологических закономерностей. При этом логика, фактические наблюдения и косвенные данные (прямые, опосредствованные и силлогизмы) должны подводить к одному варианту, исключая все прочие.

Процесс образования рудных месторождений — сложная саморазвивающаяся динамическая система, требующая для своего изучения ретроспективного системного анализа — совокупности большого числа методов и средств. Этот процесс должен рассматриваться как определенное множество элементов, взаимосвязь которых обуславливает целостные свойства этого множества. Основные усилия следует направить на выявление многообразия связей как внутри самого процесса, так и при его взаимоотношениях с внешней средой. Свойства объекта как целостной системы определяются и вскрываются не столько суммированием свойств его отдельных сторон и элементов, сколько свойствами его структуры, особыми системообразующими, интегральными связями.

Для понимания и раскрытия поведения системы необходимо выявить реализуемые данной системой процессы управления — формы передачи информации от одних подсистем к другим, способы воздействия одних частей системы на другие, координацию низших уровней системы с элементами ее высшего уровня, взаимовлияние всех подсистем. Системный подход как методологическая концепция не нов. Это — естественный метод решения и теоретических, и практических проблем, используемый на протяжении веков. Автор не считает себя крупным специалистом в области системного подхода. Здесь изложена та методологическая позиция, на основе которой сделана попытка рассмотреть сложный процесс рудообразования в наибольшей совокупности слагающих его элементов.

Геология как наука описательно-историческая в познании эволюции развития Земли, в реконструкции геологической истории должна опираться на соответствующую методологию хронологических исследований с теми ее особенностями, которые следует учитывать при изучении именно геологических явлений и событий. В первую очередь, это относится к модулю продолжительности (мере продолжительности) — одному из важнейших понятий в методологии исторического исследования. События и процессы, окружающие человека или регулируемые им, имеют разные модули продолжительности и соответственно измеряются различными масштабами времени, меняющимися при ретроспекции в зависимости от степени удаления от современности. В истории развития человеческого общества, например, сегодняшние события измеряются часами, днями, неделями, события прошлого — веками, а при исследовании зарождения и развития жизни мы переходим уже на геологическое летоисчисление.

Геологические процессы относятся к самым продолжительным, мегамодульным, при изучении которых возникает ряд специфиче-

ских проблем. Модули продолжительности процессов, с которыми сталкивается человек, и процессов геологических чрезвычайно различны, и это количественное различие имеет большой качественный смысл, что часто не учитывается геологами-исследователями. М. Руттен [27] справедливо предупреждает, что при изучении Земли надо отказаться от эгоцентрического образа мыслей и принять «как нечто само собой разумеющееся медленность геологических процессов и огромную длительность геологической истории».

При реконструкции геологической истории, творившейся миллиарды лет длительными мегамодульными процессами, исследование возможно только в отдельных фрагментах, на основании сопоставления отрывочных данных при чрезвычайной трудности оперирования точными понятиями. И не зря сложилось представление, что в геологии, как и в других областях изучения мегамодульных процессов — в природе, технике и обществе, — наиболее сильны либо фантастические домыслы, либо идеологически несостоятельные теории и спекулятивные прогнозы.

Мегамодульные геологические процессы требуют для своего изучения специфических методов и особой методологии. Перенос методов и масштабов измерения человеческой жизни на геологическую историю — яркий пример эгоцентрического подхода к изучению геологических явлений. Чем дальше от нас объект во времени, тем грубее масштаб измерения, тем больше ошибка. Количественное определение параметров любого явления характеризуется всегда определенными пределами точности. Точность измерения в свою очередь отражает уровень развития науки. С увеличением точности измерения происходит и утоньшение измерений.

Итак, методологически весьма важно, что природные геологические процессы принципиально отличаются от процессов, протекающих в лабораториях и промышленных установках. В первую очередь их характеризует совершенно иной масштаб времени и вовлекаемых в реакцию масс вещества, что определяет иные закономерности процессов по сравнению с теми, которыми управляет и за которыми наблюдает человек. По геологическим наблюдениям и радиологическим данным длительность таких процессов как магматизм, метаморфизм, метасоматоз и рудообразование исчисляется миллионами, десятками и сотнями миллионов лет. В такие — геологические — промежутки времени возможны весьма малые скорости химических реакций, позволяющие прохождение процессов при температурах значительно более низких чем те, при которых мы осуществляем лабораторные и промышленные реакции в отрезки времени, исчисляемые часами и днями. Температуры равновесия этих макромодульных процессов, получаемые экспериментально весьма корректно, включаются в различные справочники для геологов, неправомерно использующих их при интерпретации хода рудного процесса, образования минеральных парагенезисов. Кристаллизация вещества, переход из

жидкого состояния в твердое для больших объемов также имеют свои особые закономерности и даже свою теорию.

Как же познаются закономерности геологических процессов? В физике, как указывал еще С. И. Вавилов, различают два метода: *метод гипотез и метод принципов*. Аналогичные два методологических направления наблюдаются и в геологии. Одно из этих направлений отвечает методу гипотез в физике. Основываясь на геологических наблюдениях, общих законах физической химии, физики, химии, физико-химических, химических и физических константах, а иногда и на аналогиях с технологическими или лабораторными процессами, авторы убедительно дают предположительную картину или модель геологического явления, как некоторого физико-химического или иного процесса. Существенно здесь то, что предполагаемая картина или модель представляет собой одну из нескольких возможных. В геологии, в отличие от физики, редко возможна точная количественная проверка следствий из гипотезы. В геологии гипотезы редко бывают опровергнуты фактами, чаще они мирно теряются среди более новых гипотез и забываются [11].

В области геологии методу принципов соответствует метод, который Д. С. Коржинский назвал *методом эмпирических закономерностей*. В наблюдаемых явлениях улавливаются некоторые постоянные соотношения и формулируются в виде закономерностей, вытекающих только из изученного материала и не являющихся выводом из более общих законов или гипотез. Причины существования данных закономерностей часто бывают совершенно неясны. Только после установления ряда таких первичных закономерностей на их основе могут быть выведены более общие эмпирические закономерности или создана гипотеза, в которой эти эмпирические закономерности будут показаны как простые следствия более общих законов геологии и физики или химии.

Метод гипотез и метод эмпирических закономерностей диалектически взаимосвязаны и противоположны только в крайних своих проявлениях. Поскольку гипотезы выдвигаются на основе фактического материала и публикуются, как правило, после длительного испытания этим материалом, они тем самым отображают этот материал. С другой стороны, эмпирический вывод всегда основан на ограниченном материале, и поэтому формулировка его как закономерности, т. е. экстраполяция, всегда носит характер предположения, т. е. элемент гипотезы. Нет сомнения, что метод эмпирических закономерностей, как метод познания, более совершенен, чем метод гипотез. Он дает более строгие выводы, позволяет точнее отражать действительное положение вещей. Однако в области процессов рудообразования, геологических процессов, охватывающих нашу планету в целом, многое недоступно непосредственному наблюдению и измерению и, естественно, мы вынуждены использовать и метод гипотез.

Познание недр Земли в наше время развивается стремительно. Устанавливается все большая глубинность процессов и источни-

ков вещества, ответственных за современное состояние и строение земной коры. Появляются различные представления о событиях внутри Земли. Естественно, возникает желание познать поведение рудного вещества и других слагаемых рудного процесса в этих предполагаемых условиях. Знания внутренних частей Земли весьма предположительны. Они опираются на косвенные данные, относящиеся к составам метеоритов и Солнца, на экспериментальные исследования при высоких давлениях и температурах, термодинамические расчеты и геологические данные распространения радиогенных изотопов. Отсюда много весьма противоречивых, часто взаимоисключающих высказываний. Но в данном случае это естественный путь развития науки, сочетающий в себе строгость законов, неизбежность регулирующих соотношений, основывающихся на них теоретических разработок с интуицией и догадками, т. е. использующий методологию, близкую астрофизике, теоретической физике. Вполне правомерно, приняв какую-либо гипотезу за истинную, достоверность которой заведомо не имеет полного подтверждения, задать вопрос, что должно происходить с рудообразованием при том или ином приложении этой гипотезы. Такой путь так же допустим в науке, как и принцип эмпирических закономерностей. В настоящее время это единственный путь для познания и раскрытия глобальных геодинамических явлений и следствий из них.

Используемые методы

Системный подход к сложному процессу рудообразования, охватывающему длительные промежутки времени, громадные объемы пространства и характеризующемуся комплексом многочисленных и разнообразных явлений, требует применения совокупности самых различных методов исследования, затрагивающих все его стороны и аспекты. В первую очередь следует остановиться на *методе «временно-пространственно-статистического анализа»*, широко используемом для выявления природных закономерностей рудообразования.

Геология — наука вероятностная, и методология геологических исследований, наблюдений, выводов и интерпретаций должна в первую очередь учитывать эту вероятность. Прийти к правильным, достоверным выводам и умозаключениям о существовании той или иной общей закономерности на основании единичного факта в геологии нельзя, даже несмотря на то, что можно в совершенстве владеть искусством описания геологического факта, талантом геолога-наблюдателя, с блеском препарировать геологические факты, очищать их от малозначащего, выделяя главное.

Статистико-вероятностная природа научного геологического факта лишает единичный факт критерия подтверждаемости: истинность теоретического положения, предполагаемой, кажущейся закономерности может быть проверена только при помощи усредненных результатов множества наблюдений. Чтобы геологическое

наблюдение стало научным фактом, оно должно быть усредненным, т. е. иметь определенную статистическую вероятность. При этом вероятностные индуктивные методы, применяемые при обработке результатов геологических наблюдений, геохимических и прочих цифровых данных, имеют значительную эвристическую ценность для выделения фактов с наибольшей статистико-вероятностной величиной.

Таким образом, применение различных методов математической статистики совершенно неизбежно при любых геологических исследованиях. Стохастическая природа геологических явлений не дает возможности проверить тот или иной вывод или теоретическое предположение по единичному наблюдению, а требует выборки большого объема, по которым могут быть оценены любые сравниваемые параметры. Всякое предположение, всякая реконструкция событий, геологическая интерпретация должны опираться только на усредненные результаты совокупности наблюдений. Таков неизбежный закон геологической методологии. Значение усредненной цифры трудно переоценить, ее невозможно при достаточности и репрезентативности наблюдений и опровергнуть. Возможна лишь иная интерпретация, но это уже при переходе от факта к умозаключению. В то же время, как показывает наш опыт и опыт других исследователей, применение статистических методов дало возможность открыть такие важные закономерности, которые невозможно было бы установить, не опираясь на статистические данные. Следует предостеречь, однако, от стремления только к формальному усреднению. Излишества в усреднении совокупных данных не всегда могут быть полезными, содействовать исследованию. Наоборот, допустимое, статистически значимое расчленение совокупности наблюдений будет иметь не меньшее значение, чем их усреднение. Всякое усреднение должно быть ступенчатым, и нельзя противопоставлять одно другому; усреднение и расчленение — это две стороны одного и того же статистического анализа. Важно только, чтобы каждый показатель независимо от степени детализации был статистически корректным и характеризовался необходимыми параметрами.

Комплексе достаточно простых статистических приемов и исследований в приложении к геологическим объектам, описываемых такими важнейшими категориями, как пространство и время, получил название *пространственно-статистического анализа*. Этим термином стали пользоваться и мы, имея в виду одновременное изучение геологических объектов и явлений не только в пространстве, но и во времени — *временно-пространственно-статистический анализ*.

Изучение закономерностей распределения рудных месторождений в пространстве не может быть ограничено рассмотрением их поведения только в горизонтальной плоскости. Положение точки в пространстве описывается тремя координатами. При металлогенических же построениях опираются обычно только на две. Рассмотрение закономерностей поведения оруденения по вертикали

(аппликате), к сожалению, не только не производится, но даже попытка сделать это в региональном масштабе встречается с удивительным отвергающим непониманием.

Для выявления региональных закономерностей распределения по вертикали большую помощь может оказать такой простейший прием, как изучение зависимости параметров оруденения от абсолютных отметок рельефа современной поверхности, который можно назвать *методом сравнительной гипсометрии*.

Распространенное представление о том, что современное состояние дневной поверхности не может отражать истинного первичного соотношения в пространстве изучаемых рудных объектов, не должно нас смущать и препятствовать использованию названного метода. Во-первых, геофизиками давно доказано, что между строением кристаллической оболочки, современным состоянием дневной поверхности и геологическим строением различных территорий существует известная связь. Во-вторых, если даже в период рудообразования в каком-либо случае рельеф и глубинное строение данной зоны или провинции и были иными, то это может иметь определенное значение для толкования некоторых сторон генезиса месторождений, а для прогнозно-поисковых целей необходимо знать закономерности распределения месторождений в первую очередь именно в современных условиях. И, в-третьих, самое главное — замечание о том, что современное состояние дневной поверхности не отражает первичных соотношений рудных объектов, должно относиться не только к вертикальной, но и к горизонтальным координатам. Ведь возможные перемещения блоков земной поверхности, включающих месторождения, с момента образования этих блоков до настоящего времени происходили не только в строго вертикальном направлении.

Не должно вызвать возражений использование гипсометрической шкалы для сравнительного распределения оруденения по вертикали. Совершенно неважно, что именно принято за нуль, важно относительное взаиморасположение изучаемых объектов по вертикали, точно так же, как это делается при построении любых металлогенических карт, тем более, что вертикальное распределение изучается с помощью тех же методов и приемов, что и горизонтальное.

Наряду с традиционными геологическими методами для познания рудного процесса все чаще привлекаются различные *физические, химические, физико-химические и прочие лабораторные методы*. Это естественно и необходимо. Но во всех случаях к использованию этих методов и геологической интерпретации получаемых данных необходимо подходить весьма осторожно. Помимо неверного истолкования получаемых цифр, о чем уже говорилось, применение этих методов иногда чревато большими ошибками из-за незнания или просто игнорирования истинных возможностей метода, жестких ограничений его использования. В частности, это относится к различным изотопным методам, весьма широко проникающим сейчас в рудную геологию. Получаемые с их помощью

данные имеют большое генетическое значение, многое раскрывают, но некритический их ввод в обоснование различных интерпретаций, ввод без учета возможностей приложения каждого метода к тем или иным процессам и событиям может направить исследователя по ложному пути и в лучшем случае привести к иллюзорности успеха в познании.

При изучении поведения радиогенных изотопов долгоживущих радиоактивных элементов мы хотя и оперируем определенными цифрами, но из-за неопределенности в знании прошедших событий вынуждены прибегать к различным допущениям, строить несколько альтернативных моделей переноса элементов, в частности, связывающих содержания радиогенных изотопов в породах с процессами дифференциации. Кроме того, в космических условиях материнские уран, торий, калий и рубидий отличаются от дочерних свинца, аргона и стронция разной степенью стойкости (летучести), поэтому очень трудно, если вообще возможно, отличить вариации в соотношениях уран—свинец, торий—свинец, калий—аргон и рубидий—стронций, вызванные космическими процессами образования планеты в догеологический период, от вариаций, обусловленных интересующими нас внутренними геологическими процессами. Следует отметить, что соотношение самарий—неодим из-за близости их свойств характеризуется большей стабильностью по сравнению с другими радиогеохронометрами длительного действия и их отношение для системы земная кора — мантия достаточно достоверно.

Для познания собственно рудного процесса весьма широко привлекаются данные по изотопии серы. Как показало сопоставление более чем шести тысяч значений $\delta^{34}\text{S}$ распространенных серосодержащих минералов, характеризующих различные генетические группы рудных месторождений и прочие природные ассоциации, изотопные исследования геологических объектов могут дать более или менее достоверные результаты только в сочетании с детальными минералого-геохимическими и геолого-петрографическими исследованиями.

Необходимо очень осторожно подходить к широко публикуемым данным по термобарогеохимии руд и пользоваться только статистически значимыми величинами. Для магматических минералов истинная температура кристаллизации обоснованно приравнивается к температуре гомогенизации расплавов включений — представителей силикатных и солевых расплавов. Для минералов, кристаллизующихся из жидких водных растворов, истинные значения P T (давления и температуры) определяются для любого состава растворов и летучих по кипению растворов, критической плотности и трехфазовому равновесию. Метод декриптации в любой его модификации вообще непригоден для оценки каких-либо параметров рудообразования, на что неоднократно указывали создатели термобарогеохимического направления изучения руд, хотя для некоторых относительных сопоставлений он иногда может быть и полезен.

Для изучения руд и рудных месторождений широко доступны самые различные современные методы математики, химии и физики. Их применение все более расширяется и углубляется. Необходимо только всегда критически относиться к любому применяемому методу и четко представлять его возможности и ограничения.

Глава II. ПРЕДЫСТОРИЯ И ОБЩИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ (ЗАКОНОМЕРНОСТИ) РУДООБРАЗОВАНИЯ

505
Образование рудных месторождений в геологической истории нашей планеты, в становлении и развитии земной коры — процесс частный, попутный, сопровождающий различные геологические эндогенные и экзогенные процессы. При этих геологических явлениях по масштабам и затратам энергии процесс рудообразования малозначителен. Но в нем заинтересован человек, так как именно этот второстепенный природный процесс приводит к созданию чрезвычайно важной для него продукции. Поэтому совершенно необходимо знать, какие общегеологические процессы и в каких условиях будут непременно сопровождаться образованием рудных месторождений, какие универсальные традиционно планетарные геологические явления и события неизбежно влекут за собой и попутное рудообразование.

Распространенность металлов

Поиски рудных месторождений — наисложнейшая задача геологической практики, поскольку сам объект поисков как в пространстве, так и во времени — явление весьма редкое. Вероятность образования промышленных скоплений металлов в земной коре очень мала. Даже глобальные запасы 39 наиболее распространенных металлов (включая фтор и фосфор) в суммарном выражении составляют лишь $0,7 \cdot 10^{-6}$ часть массы первого по глубине километра земной коры, т. е. меньше миллионной его доли. Это обусловлено рядом причин. Главная — изначально малая распространенность в Солнечной системе нужных нам металлов, составляющая для каждого из них от 0,01 атома до нескольких сотен атомов на 1 млн. атомов кремния. Это связано с условиями нуклеосинтеза, при котором распространенность элементов убывает (рис. 1) с увеличением атомного номера (числа протонов в ядре) в соответствии с уравнением $\lg A_p = 3,3 - 8,4 (\lg Z - 1,6) \pm \pm 1,9$; весьма высок и коэффициент обратной корреляции $R_{\text{крит}} = \pm 0,226$). Недостаток легких металлов — лития, бериллия и бора, по В. М. Гольдшмидту, обусловлен их уничтожением при термоядерных реакциях в недрах звезд.



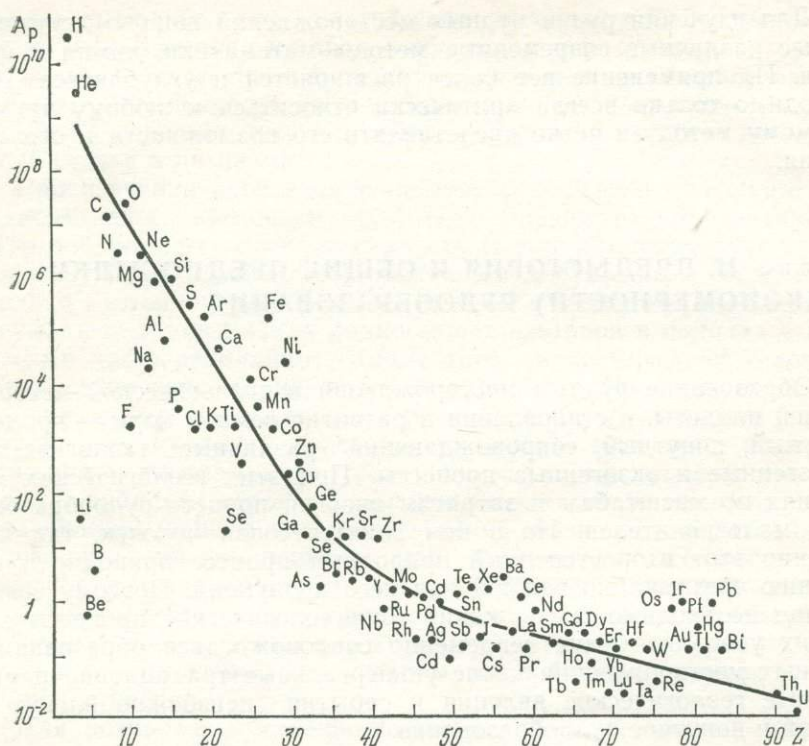


Рис. 1. Атомная распространенность элементов в Солнечной системе A_p в зависимости от атомного номера Z по отношению к 10^6 атомам кремния

Дифференциация металлов

При становлении нашей планеты как геологического тела ведущим механизмом распределения вещества была дифференциация, которая отразилась в зональном распределении не только главных породообразующих компонентов, но и химических элементов, находящихся в рассеянном состоянии. Все более очевидно, что содержание редких и рассеянных элементов, элементов-примесей как в земной коре в целом, так и в отдельных ее зонах и блоках, в слагающих ее геологических формациях и комплексах представляет собой важнейшую величину, которая не только отражает поведение отдельно взятого химического элемента, но и служит индикатором геологических процессов и явлений, сформировавших земную кору в ее современном виде.

Для образования рудного месторождения в доступной части земной коры во всех случаях необходим длительный, сложный, многоэтапный и многоступенчатый путь концентрирования металлов, представляющий собой крайнее проявление дифференциации

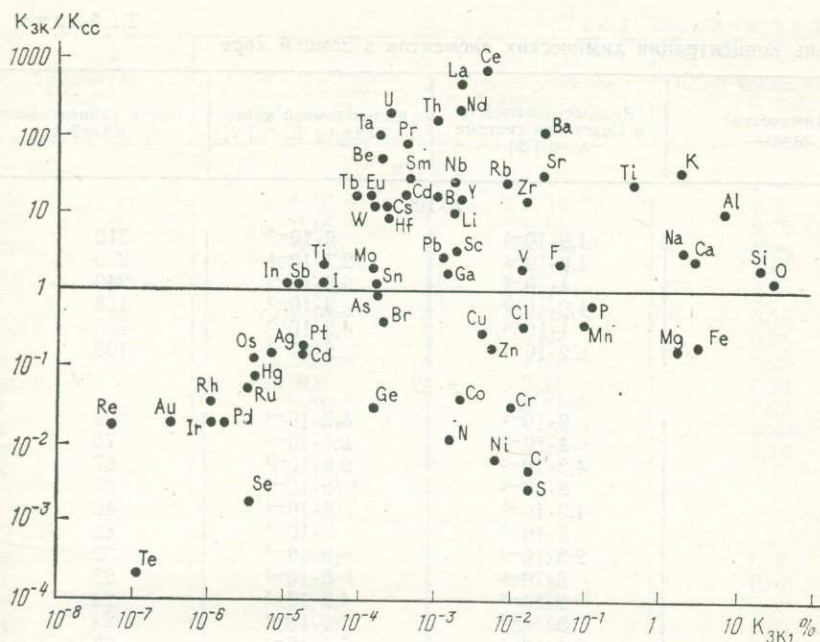


Рис. 2. Степень относительного накопления химических элементов в земной коре, выраженная через отношение кларка земной коры $K_{Зк}$ к кларку Солнечной системы $K_{Сс}$

вещества Земли. На этом пути дифференциации металлов можно выделить, по крайней мере, 17 ступеней со все уменьшающимся по объемам и увеличивающимся по степени концентрации их селективным накоплением: Солнечная система—Земля—зоны-оболочки Земли—земная кора—слои земной коры—геоструктурные зоны—изверженные горные породы (осадочные горные породы)—рудовмещающие геологические формации—рудные формации—рудные провинции—рудные узлы—рудные поля—рудные месторождения—рудные тела—минеральные типы руд—мономинеральные рудные скопления—геохимические ассоциации элементов в отдельных минералах. Ступенчатое накопление определяет и пространственное разделение металлов и их ассоциаций. Каждой ступени, таким образом, соответствует свой уровень (ранг) зонального распределения вещества как отражение всеобщего геохимического закона зональности.

Уже на первых этапах дифференциации наблюдается резкое различие в поведении *литофилов*, с одной стороны, *халькофилов* и *сидерофилов* — с другой, предопределяющее разные пути концентрации этих групп металлов и контрастно разные геологические условия нахождения их месторождений. Для халькофилов и сидерофилов малая распространенность в космосе еще более усиливается в земной коре (рис. 2, табл. 1), где их и без того

Таблица 1

Степень концентрации химических элементов в земной коре

Химический элемент	Распространенность в Солнечной системе А, % [12]	Кларк земной коры по Тейлору В, % [12]	Кларк концентрации КК=Б/А
<i>n · 100</i>			
Ce	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-3}$	316
U	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	270
Th	$4 \cdot 10^{-6}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	240
La	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$	158
Ba	$4 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	105
Ta	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	100
<i>n · 10</i>			
Pr	$9 \cdot 10^{-6}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	91
Be	$4 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	70
Nd	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	67
Sr	$8 \cdot 10^{-4}$	$3,75 \cdot 10^{-2}$	47
Sm	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	46
Nb	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	42
Rb	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-3}$	39
Lu	$2 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	25
Tm	$2 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	24
Eu	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	24
Gd	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	23
Tb	$4 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-5}$	23
Ho	$6 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	20
Er	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	20
B	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	20
Y	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	21
Zr	$9 \cdot 10^{-4}$	$1,65 \cdot 10^{-2}$	18
Cs	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	16
K	0,14	2,09	15
Ti	$4,2 \cdot 10^{-2}$	0,57	14
Dy	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	14
W	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	11
<i>n</i>			
Al	0,85	8,23	10
Hf	$3,2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	9
Sc	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	4,4
Pb	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,25 \cdot 10^{-3}$	4,3
Ca	1,1	4,15	3,8
Na	0,55	2,36	4,3
F	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$6,25 \cdot 10^{-2}$	3,3
Tl	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	3,1
Si	10,3	28,15	2,7
V	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,35 \cdot 10^{-2}$	2,4
Yb	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	2,3
Mo	$6 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	2,5
I	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	1,7
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1,5
Bi	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	1,3
Sb	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	1,3
Sn	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	1,25
In	$9 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,1
O	45,3	46,40	1,02

Химический элемент	Распространенность в Солнечной системе А, % [12]	Кларк земной коры по Тейлору Б, % [12]	Кларк концентрации КК=Б/А
$n \cdot 10^{-1}$			
As	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	0,9
P	0,14	0,105	0,75
Mn	0,17	$9,5 \cdot 10^{-2}$	0,56
Cl	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,5
Br	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,5
Cu	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	0,39
Fe	18,4	4,63	0,25
Zn	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,22
Mg	9,6	2,33	0,24
Pt	$9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,22
Cd	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,20
Ag	$4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	0,18
Os	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,11
$n \cdot 10^{-2}$			
Hg	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$	0,08
Ru	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,07
Rh	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,05
Co	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	0,05
Cr	0,22	$1 \cdot 10^{-2}$	0,045
Ge	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,044
Pd	$6 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	0,02
Ir	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,025
Au	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-7}$	0,022
Re	$4 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-8}$	0,017
N	0,2	$2 \cdot 10^{-3}$	0,01
$n \cdot 10^{-3}$			
Ni	1,0	$7,5 \cdot 10^{-3}$	0,0075
C	3,4	$2 \cdot 10^{-2}$	0,006
S	6,2	$2,6 \cdot 10^{-2}$	0,004
Se	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	0,002
$n \cdot 10^{-4}$			
Te	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-7}$	0,0003

низкое содержание падает еще в тысячи и даже в десятки тысяч раз, как это имеет место, в частности, для теллура, серы, селена, никеля. Для литофилов концентрирование в земной коре началось еще в догеологическую стадию (первый этап дифференциации), когда из планетарной туманности формировались зоны-оболочки Земли. В результате этой первичной дифференциации металлы рассеялись по зонам, но, хотя в земной коре оказалась их незначительная часть, концентрация литофилов здесь все-таки возросла в десятки и сотни раз.

Не только первичная дифференциация вещества планеты, но и последующие процессы его перераспределения, одним из кото-

рых является магматизм, неизбежно приводили к перераспределению рассеянных металлов. Дифференциация металлов — закон, неизбежность. Магматизм — один из планетарных процессов, способствующих этой дифференциации. Магматическая дифференциация сопровождается рудной дифференциацией. Магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно; вторая вызывается первой. Дифференциация приводит к сепарации, концентрации металлов вплоть до образования их промышленных скоплений. Широко проявлена закономерность: чем более дифференцирован магматический комплекс, формация, тем богаче оруденение, тем более отсепарирована рудная часть.

Таким образом, во второй и последующие коровые этапы особенно интенсивная дифференциация металлов идет в ряду изверженных пород. Она приводит к концентрированию сидерофилов в ультрабазитах, некоторых халькофилов в базитах и наиболее ярко — литофилов в гранитах и сиенитах. Концентрация отдельных металлов в крайних членах дифференциации магматических пород может различаться не только в десятки, но и в сотни и тысячи раз. Все металлы по относительному накоплению в различных типах магматических пород распадаются на четыре группы (табл. 2, рис. 3). К первой группе относятся металлы, имеющие максимальное содержание в ультрабазитах и минимальное в гранитах и сиенитах. Вторая группа, наоборот, содержит металлы, максимальное накопление которых отмечается в сиенитах (см. табл. 2, группа IIa) и гранитах (см. табл. 2, группа IIб), а минимальное — в ультрабазитах. В третьей группе сосредоточены металлы с максимальным содержанием в промежуточных членах ряда изверженных горных пород: в гранодиоритах (легкие редкие земли, см. табл. 2, группа IIIб), базальтах и толеитах (см. табл. 2, группа IIIa).

Наиболее обширна четвертая группа, в которую объединены элементы, распространенные более или менее равномерно.

Это наглядно свидетельствует о том, что и при такой достаточно контрастной дифференциации многие металлы, в первую очередь рассеянные, распределяются равномерно, не отдавая предпочтения какому-либо одному магматическому дифференциату. В то же время для остальных трех групп металлов предрудно-процессная первичная дифференциация сразу определила геологические условия нахождения и генетические связи ряда важнейших месторождений с определенными комплексами горных пород.

Преимущественная концентрация хрома в ультрабазитах (на фоне его большого дефицита в земной коре вообще) обусловила почти исключительное нахождение его месторождений не только в общей генетической связи с ультрабазитами, но и внутри их массивов непосредственно. То же относится к никелю и кобальту, для которых преимущественное промышленное накопление их сульфидов связано с базитами и ультрабазитами, а также к титану и ванадию, концентрирующимся в базитах, хотя их распре-

Таблица 2

Степень дифференциации химических элементов внутри земной коры K_j/K_{\min} .
Исходные данные взяты из [49]

Элемент	Дифференциаты						
	Ультра- базит	Океани- ческий толеит	Базальт	Диорит, андезит	Грано- диорит (>1% Са)	Гранит (<1% Са)	Сиенит
<i>Группа I</i>							
Mg	128	27,0	29,0	13,0	59,0	1,0	3,6
Fe	6,5	4,6	5,9	4,0	2,0	1,0	2,5
Cr	1490	150	85,0	25,0	11,0	2,0	1,0
Co	110	32,0	48,0	10,0	7,0	1,0	5,0
Ni	500	25,0	52,0	14,0	8,3	1,1	1,0
<i>Группа IIa</i>							
Na	1,0	19,5	17,3	28,8	27,3	24,8	38,8
K	1,0	35,0	207,5	575,0	630,0	1050,0	1200,0
Nb	1,0	—	19,0	20,0	20,0	21,0	35,0
Zr	1,0	2,1	3,1	5,8	2,1	3,9	11,1
F	1,0	—	4,0	5,0	5,2	8,5	12,0
Ba	1,0	35,0	620,0	1785,0	2182,0	1830,0	4000,0
<i>Группа IIб</i>							
Li	1,0	18,0	34,0	40,0	48,0	80,0	56,0
Rb	1,0	4,2	230,1	554,0	846,0	1462,0	846,0
Cs	1,0	12,0	35,0	1353,0	1765,0	3529,0	353,0
Pb	1,0	—	6,0	15,0	15,0	19,0	12,0
Sn	1,0	—	1,8	3,0	3,0	6,0	2,0
Ta	1,0	—	55,0	35,0	180,0	210,0	105,0
Th	1,0	45,0	675,0	1750,0	2225,0	5000,0	3250,0
U	1,0	100,0	1000,0	1800,0	2300,0	4700,0	3000,0
Be	1,0	—	2,5	9,0	10,0	15,0	5,0
In	1,0	—	22,0	5,0	10,0	26,0	10,0
Tl	1,0	4,0	4,2	11,0	14,4	46,0	28,5
<i>Группа IIIa</i>							
Cu	2,0	—	17,4	7,0	6,0	2,0	1,0
Ag	6,0	—	11,0	7,0	5,1	3,7	1,0
Ti	1,0	29,0	46,0	26,7	11,3	4,0	11,7
V	1,3	9,7	8,3	3,3	2,4	1,5	1,0
Sc	5,3	20,0	10,0	6,7	4,7	2,3	1,0
<i>Группа IIIб</i>							
La	1,0	1,0	3,8	—	18,7	12,2	4,4
Pr	1,0	1,3	4,7	—	9,4	4,0	2,9
Ce	1,0	1,7	7,1	—	10,8	6,1	3,2
Sm	1,0	4,5	6,3	—	7,7	6,5	2,4

Элемент	Дифференциаты						
	Ультра- базит	Океани- ческий толеит	Базальт	Диорит, андезит	Грано- диорит (>1% Ca)	Гранит (<1% Ca)	Сиезит
<i>Группа IV</i>							
Au	4,5	—	1,0	—	1,0	1,0	1,0
As	2,0	—	1,4	1,4	1,1	1,0	1,0
Ga	1,0	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	6,0
Hg	2,0	—	4,5	—	1,0	2,0	1,0
Mn	2,7	3,3	3,8	3,1	1,4	1,0	2,2
Mo	1,0	—	5,0	3,0	3,3	4,3	2,0
S	1,5	—	1,5	1,0	1,5	1,5	1,5
Se	1,0	—	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Zn	1,3	—	2,7	1,8	1,5	1,0	3,3
Sb	5,0	—	1,0	2,0	2,0	2,0	2,2
W	1,1	—	1,0	1,9	1,9	2,9	1,7
Y	1,0	8,6	5,0	5,0	8,8	8,2	2,8
Cd	1,0	—	7,3	—	4,3	4,3	4,3
Bi	1,0	—	7,0	—	10,0	10,0	—
B	1,0	—	1,7	5,0	3,0	3,3	3,0
Ge	1,5	—	1,3	1,6	1,6	1,6	1,0

деление между всеми дифференциатами менее контрастно. Для всех этих металлов совершенно закономерно образование собственно магматических месторождений с мобилизацией, сбором металлов и отложением руд в замкнутой системе материнской интрузии. Отчетливое преимущественное накопление в кислых и щелочных дифференциатах щелочных металлов, тантала, ниобия, урана и тория определило образование промышленных месторождений близинтрузивного типа, связанных с определенными массивами. Накопление меди преимущественно в базальтах до некоторой степени передает связь многих ее месторождений с базальтоидным магматизмом.

Однако дифференциации серы и почти всех халькофильных элементов в описываемом процессе не наблюдается, что приводит к широкому диапазону генетических связей и геологических условий образования сульфидных месторождений. К тому же эти металлы в коре дефицитны и, так же как и сидерофилы, преимущественно привносятся с магматическими расплавами и интертеллурическими флюидами из мантии. Таким образом, для большинства металлов предрудная дифференциация в начальные коровые этапы не происходит и они накапливаются в месторождениях уже в связи с более поздними процессами разделения и селективного отложения, имея большую свободу в выборе источника. Примеры проявления последующих ступеней дифференциации металлов в связи с различными геологическими процессами читатель найдет в соответствующих главах книги.

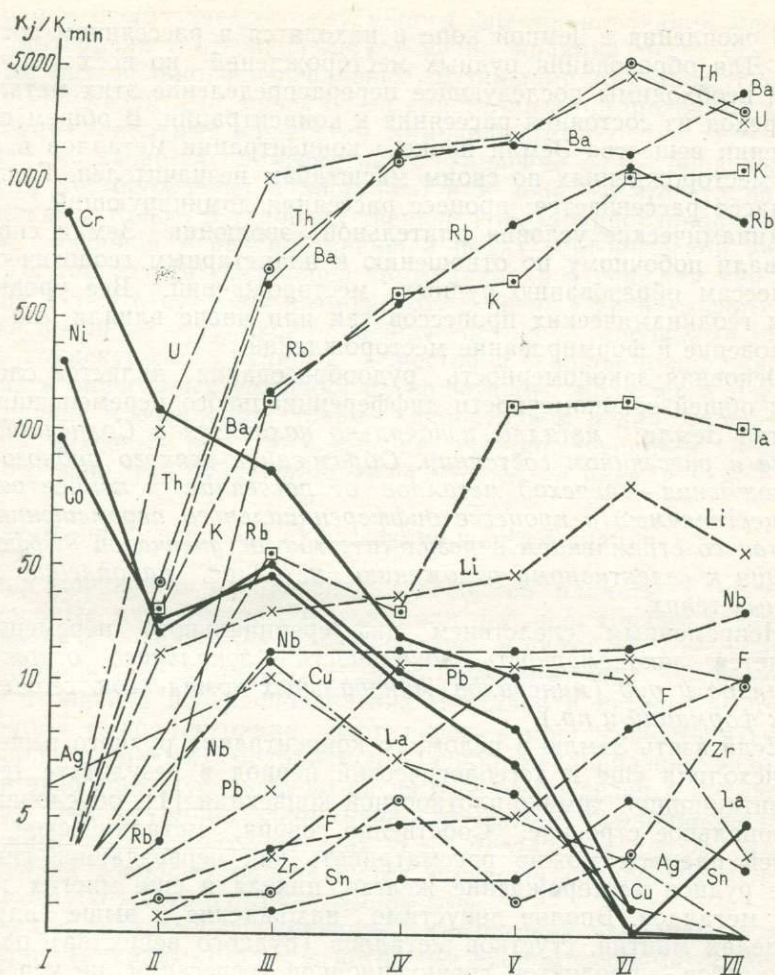


Рис. 3. Дифференциация металлов в земной коре, выраженная через отношение кларка данного типа горных пород K_j к минимальному кларку элемента K_{min} .

Породы: I — ультрабазит, II — океанический толеит, III — базальт, IV — диорит, андезит, V — граводиорит, VI — гранит, VII — сиенит

Золото и платиноиды распределены очень широко и равномерно, без резких пиков накопления. Платиноиды ввиду малых содержаний изучены еще весьма слабо, и, как показывают последние данные, промышленные концентрации платины и платиноидов могут быть связаны не только с медно-никелевыми месторождениями в базитах, но также и с более кислыми магматическими образованиями.

Итак, используемые человечеством металлы при первичной дифференциации вещества планеты не смогли образовать какие-

либо скопления в земной коре и находятся в рассеянном состоянии. Для образования рудных месторождений во всех случаях были необходимы последующее перераспределение этих металлов и переход из состояния рассеяния к концентрации. В общем перемещении вещества Земли процесс концентрации металлов в рудных месторождениях по своим масштабам незначителен. Главная их масса рассеивается; процесс рассеяния доминирующий.

Динамические условия длительной эволюции Земли способствовали побочному по отношению к планетарным геологическим процессам образованию рудных месторождений. Все уровни и типы геодинамических процессов так или иначе влияли на возникновение и формирование месторождений.

Основная закономерность рудообразования является следствием общей закономерности дифференциального перемещения вещества Земли: *металлы изначально находятся в Солнечной системе в рассеянном состоянии. Образование всякого рудного месторождения — переход металлов от рассеяния к концентрации, осуществляемый в процессе дифференциального перемещения вещества со стремлением в результате многоступенчатой дифференциации к селективному отложению металлов, накоплению их в рудных телах.*

Непрерывным следствием дифференциального перемещения является *закономерность зональности — зонального отложения металлов и руд (минералов, минеральных комплексов, геологических формаций и пр.).*

Если взять Землю в целом, то концентрация рудного вещества происходила еще в догеологический период в результате термогравитационной химико-плотностной конвекции [1], обусловившей ее зональное строение. Собственно говоря, металлическое ядро нашей планеты можно рассматривать как первозданное гигантское рудное месторождение железа, никеля и еще многих тяжелых металлов. Вполне допустимо нахождение и выше ядра, в пределах мантии, ступков металлов (рудного вещества) разных масштабов — продуктов гравитационной сегрегации, не успевших опуститься до своей зоны.

Несомненно, что при первичной дифференциации вещества планеты подавляющая масса металлов в гравитационном поле Земли формировала ядро. Однако одновременно с этим химико-плотностная конвекция способствовала отделению и поднятию вверх не только легкого силикатного материала, но и материала наилегчайшего — летучих веществ, что выразилось, в частности, в таком широко обсуждаемом явлении, как дегазация мантии. Создается обстановка, способствующая зарождению процесса рудообразования с обособлением легкоподвижной рудонесущей среды. Всякое перемещение газа и жидкости на любых глубинах может быть ответственно за перенос рудного вещества. Ничто не препятствует экстракции металлов из окружающей среды на всех уровнях глубин Земли, на всем протяжении движения флюидов от ядра до верхних частей литосферы — зоны рудоотложения.

Примером специфического глубинного фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций могут служить особые литофильно-сидерофильные ассоциации металлов, связанные с карбонатитами, продуктами кристаллизации щелочных магм и апатит-силикатных жидкостей, кимберлитами.

Что же касается промышленных скоплений руды, образования рудных месторождений в доступной нам зоне, то это становится возможным только в условиях твердой консолидированной земной коры, способной к разуплотнению в полях тектонической активности и тем самым создающей коммуникации и ловушки для растворов. Из-за отсутствия возможности перехода фронтального движения флюидов в тупиково-линейные потоки с ловушками на их пути концентрация рудного вещества в жидкой и полужидкой средах в эндогенных условиях не происходит. Если же в последнем случае и возникает такая концентрация в силу, допустим, особых вихревых или иных течений, то образующиеся сгустки рудного вещества будут стремиться опуститься вниз, к ядру.

Закономерность перехода от рассеяния к концентрации

При первичном распределении вещества планеты экономически важные металлы не образовывали, подобно горным породам, скопления в земной коре, а рассеивались в слагающих ее толщах. Для формирования любого рудного месторождения необходимо было вторичное перераспределение металлов с переходом от их рассеяния к концентрации. Этот переход мог осуществляться с помощью различных механизмов в широком диапазоне эндогенных и экзогенных условий, но он не был беспределен и подчинялся для всех металлов *закономерности прямой пропорциональности: масштабы накопления любого из металлов в рудных месторождениях (запасы) определяют степень распространенности (кларком) каждого из них в земной коре.*

Между средними содержаниями химических элементов в земной коре (кларками) и их некоторыми экономическими оценками (минимальными промышленными содержаниями в рудах и суммарными мировыми запасами) существует прямая связь (рис. 4). Кларки 39 химических элементов, их минимальные промышленные содержания в рудах, суммарные мировые запасы, а также цены на металлы на мировом рынке связаны между собой (табл. 3). На основании параметров распределения этих элементов и результатов полного регрессионного анализа получены значимо интересные количественные оценки их взаимозависимости (табл. 4).

При высоком значимом положительном коэффициенте корреляции кларков и запасов ($R_{K,Q} = 0,899 > R_{\text{крит. } 0,05/32} = \pm 0,349$) эта общая совокупность химических элементов неоднородна. Она отчетливо разделяется на две резко различные группы (выборки): 1) халькофилы и сидерофилы, 2) литофилы. Это различие является естественным отражением связи подавляющего большин-

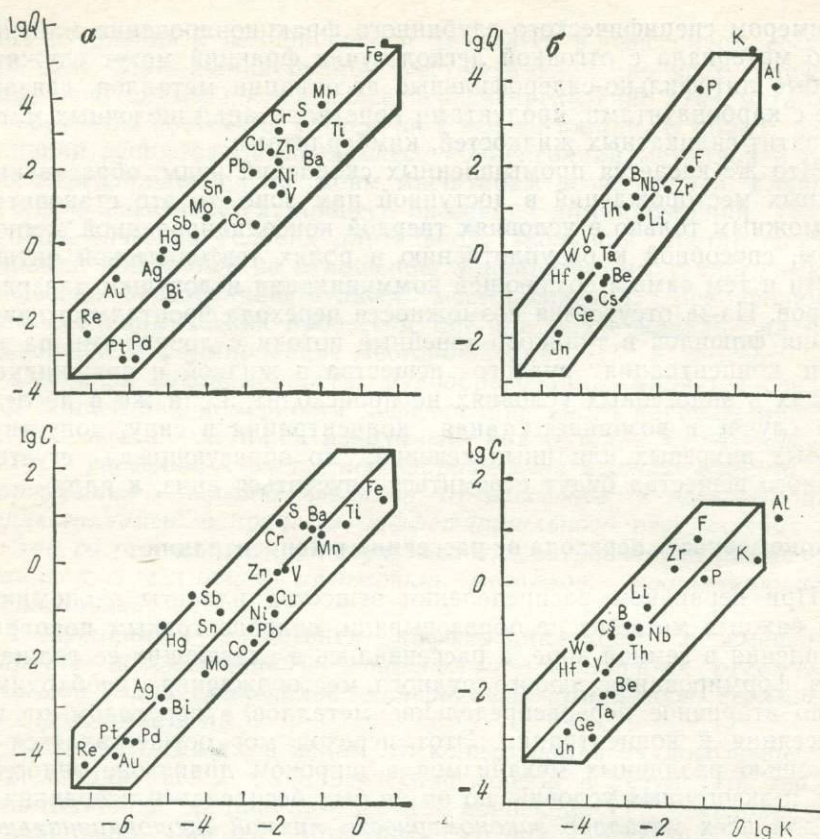


Рис. 4. Соотношение между кларками K и суммарными запасами металлов в рудных месторождениях Q , между кларками и минимальными промышленными содержаниями C металлов в рудных месторождениях сидерофильно-халькофильной (а) и литофильной (б) групп

ства месторождений металлов второй группы с коровыми процессами, главным образом с коровым гранитоидным магматизмом, а первой группы — с мантийными процессами и базальтоидным магматизмом.

Соотношения между средним содержанием металла в земной коре и его суммарными мировыми запасами в рудных месторождениях для нескольких десятков металлов, запасы которых оценены в мировых сводках, а также для бора, серы, фосфора и фтора выражаются формулой $\Sigma Q = KA$ (K — среднее содержание элемента в земной коре, по А. П. Виноградову, A — средний коэффициент пропорциональности, равный для 30 металлов $2,8 \cdot 10^{10}$ при точности $0,58$ и стандартном отклонении $3,18$). Отсюда $\Sigma Q_{30} = K \cdot [(2,8 \pm 0,6) \pm 6,4] \cdot 10^{10}$ т.

Точность определения среднего, стандартное отклонение и толерантные пределы довольно велики, но если вдуматься, о соот-

Таблица 3

Зависимость накопления химических элементов в рудных месторождениях от их кларка. По А. П. Виноградову

Элемент	Кларк К, %	Суммарные мировые запасы Q, млн. т	Минимальное промышленное содержание С, %	Коэффициент концентрации КК	Цена на мировом рынке Р, долл./кг
<i>Сидерофильно-халькофильная группа</i>					
Fe	4,65	$3,75 \cdot 10^5$	22,0	15	$9,1 \cdot 10^{-3}$
Ti	0,45	$4,86 \cdot 10^2$	7,0	16	$6,3 \cdot 10^{-2}$
Mn	0,10	$7,52 \cdot 10^3$	5,0	50	$5,7 \cdot 10^{-2}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^2$	9,0	138	0,16
S	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^3$	7,0	189	$3,9 \cdot 10^{-2}$
V	$9,1 \cdot 10^{-3}$	22,0	0,7	77	4,2
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$1,369 \cdot 10^3$	7,0	843	$6,9 \cdot 10^{-2}$
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,01 \cdot 10^2$	0,7	84	0,356
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	54,4	0,1	17	2,4
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$3,42 \cdot 10^2$	0,2	43	1,34
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	3,24	$2,0 \cdot 10^{-2}$	11	4,8
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,07 \cdot 10^2$	0,3	188	0,36
Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$	17,0	0,1	400	3,67
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	5,46	$5,0 \cdot 10^{-3}$	46	4,87
Sb	$5,0 \cdot 10^{-5}$	2,1	0,2	4000	3,12
Bi	$9,0 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	111	9,9
Hg	$8,3 \cdot 10^{-6}$	0,8	$5,0 \cdot 10^{-2}$	6024	11,8
Ag	$7,0 \cdot 10^{-6}$	0,46	$1,6 \cdot 10^{-3}$	228	57,0
Pd	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	154	$3,93 \cdot 10^3$
Pt	$7,0 \cdot 10^{-7}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	400	$4,3 \cdot 10^3$
Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$	0,14	$1,0 \cdot 10^{-4}$	285	$1,125 \cdot 10^3$
Re	$7,0 \cdot 10^{-8}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	714	$1,87 \cdot 10^3$
<i>Литофильная группа</i>					
Al	8,05	$8,14 \cdot 10^3$	17,0	2	$3,4 \cdot 10^{-2}$
K	2,5	$5,5 \cdot 10^4$	2,5	1	$2,7 \cdot 10^{-2}$
P	$9,3 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^3$	1,3	140	$4,0 \cdot 10^{-2}$
F	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$1,126 \cdot 10^2$	6,9	105	$5,3 \cdot 10^{-2}$
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	32,0	2,0	118	11,0
Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	8,25	0,33	103	1,29
Nb	$2,0 \cdot 10^{-3}$	19,82	0,14	70	2,58
Th	$1,3 \cdot 10^{-3}$	1,12	0,09	69	0,45
B	$1,2 \cdot 10^{-3}$	54,0	0,16	133	0,43
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	0,243	$7,0 \cdot 10^{-3}$	18	91,6
Cs	$3,8 \cdot 10^{-4}$	0,230	0,1	270	99,0
Ta	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,52	$6,5 \cdot 10^{-3}$	32	48,5
U	$2,5 \cdot 10^{-4}$	2,65	$2,0 \cdot 10^{-2}$	80	38,6
Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$	0,1	$1,0 \cdot 10^{-3}$	7	293,0
W	$1,3 \cdot 10^{-4}$	1,36	$6,0 \cdot 10^{-2}$	444	16,6
Hf	$1,0 \cdot 10^{-4}$	0,318	$3,0 \cdot 10^{-2}$	300	47,0
In	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40	88,0

Уравнения регрессии и коэффициенты корреляции ($R_{x, y}$)
геолого-экономических оценок химических элементов

Оценка	Уравнение	$R_{x, y}$
<i>Сидерофильно-халькофильная группа</i>		
К по Q	$K = -3,287 + 0,939 \cdot (Q - 0,996) \pm 1,660$	+0,813
К по C	$K = -3,287 + 1,193 \cdot (C + 1,167) \pm 1,554$	+0,825
К по P	$K = -3,287 - 1,284 \cdot (P - 0,551) \pm 1,643$	-0,815
Q по K	$Q = 0,996 + 1,065 \cdot (K + 3,287) \pm 1,768$	+0,813
Q по C	$Q = 0,996 + 1,271 \cdot (C + 1,167) \pm 1,855$	+0,803
Q по P	$Q = 0,996 - 1,368 \cdot (P - 0,551) \pm 1,529$	-0,838
C по K	$C = -1,167 + 0,838 \cdot (K + 3,287) \pm 1,302$	+0,825
C по Q	$C = -1,167 + 0,787 \cdot (Q - 0,996) \pm 1,460$	+0,803
C по P	$C = -1,167 - 1,076 \cdot (P - 0,551) \pm 1,154$	-0,845
P по K	$P = 0,551 - 0,779 \cdot (K + 3,287) \pm 1,279$	-0,815
P по Q	$P = 0,551 - 0,731 \cdot (Q - 0,996) \pm 1,117$	-0,838
P по C	$P = 0,551 - 0,929 \cdot (C + 1,167) \pm 1,073$	-0,845
<i>Литофильная группа</i>		
К по Q	$K = -2,593 + 0,840 \cdot (Q - 0,923) \pm 1,179$	+0,823
К по C	$K = -2,593 + 1,252 \cdot (C + 0,946) \pm 1,584$	+0,762
К по P	$K = -2,593 - 1,105 \cdot (P - 0,583) \pm 1,741$	-0,738
Q по K	$Q = 0,923 + 1,191 \cdot (K + 2,593) \pm 1,403$	+0,820
Q по C	$Q = 0,923 + 1,490 \cdot (C + 0,946) \pm 2,080$	+0,737
Q по P	$Q = 0,923 - 1,316 \cdot (P - 0,583) \pm 1,821$	-0,770
C по K	$C = -0,946 + 0,799 \cdot (K + 2,593) \pm 1,266$	+0,762
C по Q	$C = -0,946 + 0,671 \cdot (Q - 0,923) \pm 1,395$	+0,737
C по P	$C = -0,946 - 0,844 \cdot (P - 0,583) \pm 1,484$	-0,721
P по K	$P = 0,583 - 0,905 \cdot (K + 2,593) \pm 1,575$	-0,738
P по Q	$P = 0,583 - 0,760 \cdot (Q - 0,923) \pm 1,384$	-0,770
P по C	$P = 0,583 - 1,131 \cdot (C + 0,946) \pm 1,279$	-0,721

ношении каких величин идет речь, то должна поражать эта закономерная связь между средним содержанием элементов в горных породах и запасами металла в месторождениях, сохраняющаяся в таком широком диапазоне концентраций, который, с одной стороны, включает железо, алюминий, фосфор, калий, присутствующие в заметных количествах в земной коре и образующие крупные месторождения с суммарными запасами в миллиарды тонн, а с другой — рассеянные благородные и редкие металлы с содержаниями в горных породах, составляющими миллионные и десятимиллионные доли процента, и запасами в месторождениях, исчисляемыми всего тысячами и сотнями тонн.

Подмеченная закономерность, указывающая, что возможности перехода металлов от рассеяния к концентрации небеспретельны, позволяет с достаточной степенью достоверности оценить потенциальные запасы промышленных металлов в земной коре.

Соблюдение соотношения величин в формуле для вычисления ΣQ_{30} требует значительного различия в степени концентрации разных по распространенности металлов. Действительно, коэффици-

ент концентрации, определяемый как отношение минимального промышленного содержания в месторождениях к среднему содержанию металла в земной коре, колеблется от 1—2 до 5 для калия, алюминия и железа и до нескольких тысяч для подвижных сурьмы и ртути. Однако для большинства металлов коэффициент концентрации лежит в пределах $n \cdot 10^1$ — $n \cdot 10^2$ (см. табл. 3), и его колебания согласуются с логнормальным законом распределения.

Колебания частных значений коэффициентов пропорциональности, помимо возможных ошибок в определении среднего содержания металла в земной коре, которые мы пока не можем достоверно оценить, обусловлены: а) неодинаковой степенью разведанности месторождений отдельных металлов; б) концентрацией некоторых металлов не только во взятых на учет промышленных типах месторождений; в) различием порогов минимального промышленного содержания; г) разной подвижностью при миграции и концентрации. Так, например, по сравнению со средним уровнем суммарных запасов месторождения цезия, тантала, бериллия, тория явно недоразведаны. В сводках запасов фигурирует алюминий, сосредоточенный только в бокситах, а фтор — только в месторождениях флюорита; несомненно, что данные цифры — только часть того количества этих элементов, которое вынесено теми же рудообразующими процессами из первичных образований земной коры и мантии.

Закономерная связь между запасами металла в месторождениях и его средним содержанием в земной коре позволяет оценить суммарные запасы и тех металлов, по которым отсутствуют сводные данные, или металлов, промышленное значение которых установлено только в последнее время. Обнаруженная связь между средним содержанием металла в земной коре и его минимальным промышленным содержанием в месторождениях дает возможность предвидеть пределы возможного минимального промышленного содержания этих, новых, металлов в руде. Даже без учета ошибок в определении среднего содержания в земной коре можно путем сопоставления графиков рис. 4 и данных табл. 3 предсказать, за счет чего возможно дальнейшее увеличение запасов того или иного металла. Заметный прирост запасов при уже достигнутом действительно минимальном промышленном содержании следует ожидать для бериллия, тантала и некоторых других металлов. Для вольфрама, циркония, висмута, платины, тория и других есть возможность прироста запасов не только путем открытия новых месторождений, но и за счет некоторого снижения порога минимального промышленного содержания.

Установленная закономерность может быть использована для прогнозной оценки запасов металлов в месторождениях не только земной коры в целом, но и ее отдельных, достаточно крупных и представительных участков. К таким участкам могут относиться не только материк, но и некоторые государства с обширной территорией и разнообразным геологическим строением. Эта зависимость характерна также для совокупностей месторождений и

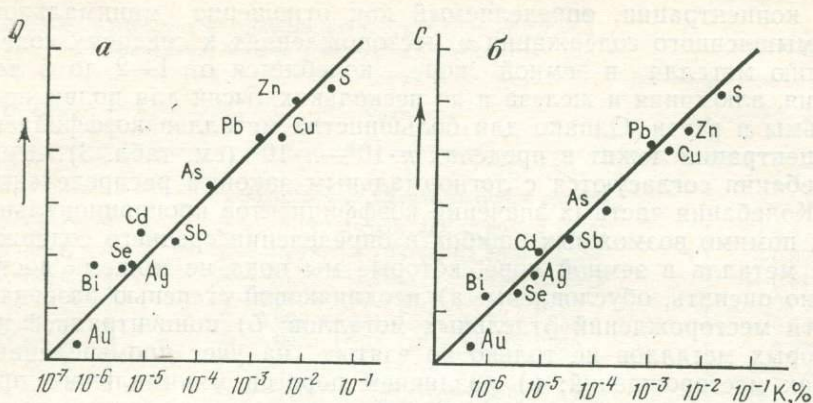


Рис. 5. Соотношение между кларками и средними запасами металлов (а), между кларками и средними содержаниями металлов (б) на колчеданно-полиметаллических месторождениях одной из рудных провинций

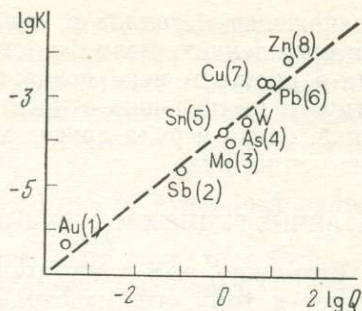
отдельных рудных провинций, проявляется она даже в пределах отдельных рудных формаций (рис. 5).

Прямая зависимость между кларком металла и его содержанием в рудах с коэффициентом концентрации, меняющимся в основном в пределах всего двух порядков, свидетельствует о том, что бассейн сбора металлов для одного месторождения по геологическим масштабам может быть достаточно ограниченным. Так, например, если сопоставлять с кларком земной коры, то, чтобы получить 1 млн. т железа, необходимо обработать 8 млн. м³ горной массы, для 1 млн. т меди — $8 \cdot 10^4$ млн. м³ (если первоисточник — базальтовый расплав, то его потребуется уже в 2 раза меньше), 1 т золота — $9 \cdot 10^7$ млн. м³. Соотношение запасов ассоциации геохимически близких металлов, как это наблюдается для халькофилов, например, в совокупности месторождений внутри какой-либо рудной формации, провинции, узла, закономерно отвечает соотношению кларков этих металлов в породах первоисточника, т. е. они мобилизуются и переносятся в тех же пропорциях, в каких находятся в первоисточнике (см. рис. 5). Это дает возможность объективно судить о генетических связях месторождений, их групп и конкретных формаций с тем или иным процессом. Например, уральские медно-колчеданные месторождения порождены базальтоидным магматизмом, родственные им колчеданно-полиметаллические алтайские месторождения генетически связаны с вулканогенной дацит-риолитовой формацией. Максимально возможные масштабы накопления металла в каком-либо одном месторождении также лимитированы его кларком (рис. 6).

Вероятно, не стоит переоценивать практическое значение описанной закономерности и сделанных выводов. Следует подчеркнуть главным образом яркую тенденцию прямой связи масштабов накопления элемента в рудных месторождениях со степенью его

Рис. 6. Соотношение максимальных запасов металла Q (млн. т) и их кларка в кислых породах K (%).

Цифры в скобках — сиалические гидротермальные месторождения: 1 — Моро Вельо, 2 — Си-Гуаньшань, 3 — Клаймакс, 4 — Болиден, 5 — Ренисон Белл, 6 — Парк Сити, 7 — Чукикамата, 8 — Парк Сити



распространенности в земной коре, раскрывающую некоторые стороны механизма рудообразования.

Кларк металла имеет не только генетическое, но и важное экономическое значение, которое весьма наглядно подчеркивается таким любопытным фактом, как связь с этой величиной цены металла на мировом рынке (рис. 7). Естественно, что в данном случае она зависит и от минимального содержания этих металлов в месторождениях. Цена металла, таким образом, находится в обратной зависимости от его запасов в недрах, определяемых, в свою очередь, средним содержанием металла в земной коре. Тенденция такой зависимости настолько сильна, что не вуалируется даже громадным различием в степени и трудоемкости извлечений разных металлов. Иначе говоря, законы геохимии, геохимические закономерности распространения металлов в земной коре являются определяющими в балансе цен металлов на мировом рынке. И наоборот, соотношение цен в первом приближении отражает

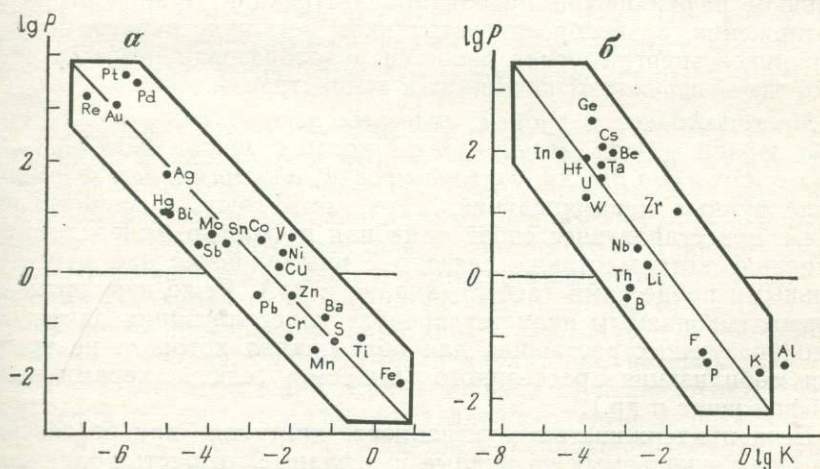


Рис. 7. Соотношение между кларками K (%) металлов и их ценами P (долл.) на мировом рынке для месторождений сидерофильно-халькофильной (а) и литофильной (б) групп

соотношение металлов в земной коре и их суммарных запасов в месторождениях. Возможность такой зависимости, между прочим, еще в прошлом веке предвидел и использовал И. Х. Фогт, прибегнув к вычислению относительных средних содержаний меди, цинка, олова и ряда других металлов в земной коре по соотношению цен на них.

РАЗЛИЧИЕ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Возможно, уже в достаточно обозримом будущем человечество придет к тому, что необходимые металлы будут извлекаться из любой горной породы. Как известно, в каждой горной породе, независимо от ее происхождения, всегда содержится значительный набор рассеянных металлов. Проблема — в дешевых источниках энергии, которые могут дать возможность выгодно извлекать нужные металлы непосредственно из горных пород без кропотливых, порой чрезвычайно сложных поисков весьма малых по сравнению с горными массами объемов рудных месторождений. При поисках мы просто ищем те участки земной коры, где природа специально постаралась сконцентрировать, обогатить нужные нам металлы.

Следует подчеркнуть, что речь идет только о собственно рудных месторождениях, а не о месторождениях твердых полезных ископаемых вообще. Издавна существующее деление полезных ископаемых на рудные и нерудные имеет глубокий генетический смысл, и наметившаяся тенденция к их определенному объединению с заменой, например, понятия «металлогения» более широким «минерагения» вряд ли является правильной. *Рудные месторождения — это месторождения, во всех случаях образованные в результате концентрации металлов из рассеянного состояния.* При большом разнообразии механизмов экстракции, транспортировки и отложения, разнообразии источников металлов, переносчиков и источников энергии смысл процесса рудообразования всегда один и тот же — переход от рассеяния к концентрации.

Месторождение нерудных полезных ископаемых — это обычно сама горная порода, возникновение которой может быть обусловлено совершенно иными факторами и механизмами, чем формирование рудных месторождений. Это может быть и минеральное сырье, представляющее собой один или несколько минералов, образование которых также связано с иными, более частными локальными процессами (асбест, кианит и др.). Реже нерудным полезным ископаемым является продукт кристаллизации из тех же рудообразующих растворов, для образования которого не требуется мобилизация рассеянного вещества (слюда, керамический полевой шпат и др.).

Если придерживаться указанного критерия при разделении полезных ископаемых на рудные и нерудные, то часть традиционных нерудных полезных ископаемых следует отнести к группе рудных, так как возникновение их месторождений подчиняется тому же принципу, что и месторождений типичных металлов.

Сюда относятся в первую очередь сера, калий, фосфор, флюорит, барит, бор, т. е. полезные ископаемые, которые своим образованием обязаны опять-таки переходу вещества из рассеянного состояния в концентрированное в силу тех же вторичных процессов, наложенных на первозданные горные породы.

Закономерность универсальной стандартности рудообразования

В каждом случае рудообразование — это очередное нарушение относительного динамического равновесия, вызывающее перемещение громадных масс вещества. Ведь рудообразование как вторичный процесс связано с изменением именно установившегося равновесного состояния. Раскрыть причины и факторы нарушения равновесия, послужившие толчком к началу рудообразующего процесса, значительно труднее, чем просто изучить сами равновесные системы, тем более, что явные успехи в таком изучении сосредоточивают внимание большинства исследователей непосредственно на химических и минеральных системах (магматических, метаморфических, рудных) в ущерб другим, не менее важным сторонам проблемы.

Рудообразование — процесс частный, малозначающий по массе отлагающегося вещества и проявляющийся «точечно». В то же время как действительное отражение главных процессов — это не местное, локальное событие, а процесс, который совершается обычно одновременно и однотипно во множестве точек на больших пространствах. Многочисленные уральские медно-колчеданные месторождения образуют пояс протяженностью свыше 1000 км; большее число медно-молибден-порфировых месторождений Американских Кордильер располагается в пределах 40° ю. ш. — 55° с. ш., образуя цепь длиной в 15 тыс. км, по другую сторону Тихого океана множество родственных между собой месторождений олова занимают громадную площадь Восточной Азии.

В каждом из этих случаев, как и во многих других, существует единый магматический процесс, порождающий на всей большой площади своего проявления однотипные изверженные комплексы и ассоциации, сопровождающийся однотипным рудным процессом, который в результате действия стандартного механизма в стандартной физико-химической и термодинамической обстановке при участии стандартного рудообразующего раствора приводит к многооточечному образованию однотипных рудных месторождений.

Однако стандартность условий характерна не только для однотипных месторождений. Сравнительное изучение рудных месторождений разных металлов и различного генезиса позволяет обнаружить значительное постоянство минерального состава рудных тел, зон околорудных изменений и ореолов элементов-индикаторов. Оно указывает на близость состава и свойств рудообразующего раствора, связанную с весьма узким диапазоном изменений физико-химических условий рудообразования во времени и про-

странстве, слабо зависящих от геологической среды. Иначе говоря, можно сформулировать *закономерность универсальной стандартности рудообразования: при большом разнообразии источников металлов и растворов, геологических условий нахождения рудообразование как химический процесс происходит из стандартного рудообразующего раствора в стандартном диапазоне температуры и давления в условиях стандартной физической и химической среды с образованием также стандартных минеральных парагенезисов.*

Прямым следствием закономерности стандартности условий рудоотложения, как известно, является *закономерность конвергентности рудных минеральных парагенезисов*, обуславливающая полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов однотипных по составу и прочим параметрам месторождений, что впервые было установлено В. И. Смирновым [31].

При безграничной возможности возникновения различных химических соединений количество минералов в природе исчисляется всего несколькими тысячами. Из них поразительно малое число образует руды, рудные тела и месторождения. Для подавляющего большинства металлов руды представлены без выбора, одним-двумя наиболее распространенными соединениями, стандартно возникающими всюду, независимо ни от генетических условий, ни от геологической обстановки. Это может быть обусловлено только постоянством, стандартностью химических и физико-химических условий рудоотложения. Руды преимущественно образуют соединения простого состава (табл. 5): благородные металлы находятся в самородном виде, руды цветных металлов представлены сульфидами, черных — оксидами. Породообразующие металлы (Al, Fe, K и др.), входящие в различные силикаты и другие соединения, часто имеющие сложный состав, при формировании соответствующих руд, т. е. пройдя стадию вторичного перераспределения с участием растворов, также отлагаются в виде простых соединений биеlementного состава: железо образует магнетит, гематит и пирит; алюминий — боксит; калий — калийную соль.

Весьма распространенные в природе кислород и сера — элементы главной подгруппы VI группы периодической системы — в химии носят название *халькогенов*, т. е. «образующих руду». Имея ярко выраженный неметаллический характер, они по отношению к сильно электроположительным элементам всегда выступают как отрицательно двухвалентные. Поэтому их обычные соединения с тяжелыми металлами — оксиды и сульфиды, а с водородом — H_2O и H_2S . Все рудные минералы представляют собой, таким образом, *халькогениды*. Между главными халькогенами — кислородом и серой идет непрерывная борьба за соединение с металлами. Переход, например, оксидов железа в сульфиды, магнетита в гематит, пирротина в пирит, и наоборот, очень чувствительно регулируется соотношением активностей кислорода и серы среды и может быть легко осуществлен в лаборатории.

Главные промышленные рудные минералы

Химический элемент	Минерал, образующий руду	Химический состав	Содержание главного металла, %	Извлекаемые металлы-примеси
Au	Самородное золото	Au		
Pt	Самородная платина	Pt		
Cu	Халькопирит	CuFeS ₂	34,5	In, Se, Te
	Халькозин	Cu ₂ S	79,8	
	Борнит	Cu ₅ FeS ₄	63,3	
Zn	Сфалерит	ZnS	67,0	Cd, Ga, In, Tl
Pb	Галенит	PbS	86,6	Ag, Se, Te
Mo	Молибденит	MoS ₂	60,0	Re, Se, Te
Hg	Кинноварь	HgS	86,2	Se
Sb	Антимонит	Sb ₂ S ₃	71,7	
As	Арсенопирит	FeAsS	46,0	
	Реальгар	AsS	70,0	
	Аурипигмент	As ₂ S ₃	61,9	
Bi	Висмутин	Bi ₂ S ₃	81,8	Te
	Самородный висмут	Bi		
Ni	Миллерит	NiS	64,7	
	Никелин	NiAs	43,9	
	Пентландит	(Fe, Ni)S	22,0	Te, Se
Ag	Аргентит	Ag ₂ S	87,1	
Fe	Магнетит	Fe ₃ O ₄	72,4	V, Ge
	Гематит	Fe ₂ O ₃	70,0	
	Гётит	FeO(OH)	62,9	
Mn	Пирролюзит	MnO ₂	63,2	
	Псиломелан, вад	Оксиды и гидроксиды марганца		
	Манганит	Mn ₂ O ₃	62,4	
Cr	Хромит	FeCr ₂ O ₄	46,5	
Ti	Ильменит	FeTiO ₃	31,6	
	Рутил	TiO ₂	60,0	
Al	Титаномагнетит			
	Боксит	Близок к Al ₂ O ₃ × 2H ₂ O	39,1	Ga
Sn	Касситерит	SnO ₂	78,6	
	Станнин	CuFeSn ₄	27,5	In
W	Вольфрамит	(FeMn)WO ₄	39,5	
	Шеелит	CaWO ₄	63,9	
Zr	Циркон	ZrSiO ₄	49,7	Hf
Ba	Барит	BaSO ₄	58,9	
Sr	Целестин	SrSO ₄	47,7	
P	Апатит	Ca ₅ [(PO ₄) ₃ (OH, F, Cl)]	18,0	
	Фосфорит			
F	Флюорит	CaF ₂	48,7	
S	Пирит	FeS ₂	46,6	Tl, Te
	Пирротин	FeS	60,4	Se
	Самородная сера	S		

Между металлами, с одной стороны, кислородом и серой — с другой, существует сильнейшее химическое сродство. *Химическое сродство* — это мера стремления веществ соединяться с другим, она оценивается той максимальной работой, которую можно получить при превращениях единицы массы вещества. Сродство реакции A_f определяется на основе кругового процесса Борна—Габера уравнением

$$A_f = \Sigma G + \Sigma E - (\Sigma A_i + \Sigma Q_D + \Sigma Q_{sm} + \Sigma Q_V),$$

где G — молярная энергия решетки; E — электронное сродство при образовании отрицательных ионов на 1 моль; A_i — работа ионизации при образовании положительных ионов на 1 моль; Q_D — молярная работа диссоциации; Q_{sm} — молярная теплота плавления; Q_V — молярная теплота испарения.

Из этих величин решающее влияние на сродство оказывают потенциал ионизации электроположительной части соединения A_i и энергия решетки G . В свое время А. Ф. Капустинский для приближенных расчетов отождествил меру сродства с величиной энергии решетки. А. Е. Ферсман в упрощении пошел еще дальше, введя понятие «эка» — величины, характеризующей энергетический пай данного элемента в создании кристаллической решетки минералов. Однако если даже пренебречь значениями различных теплот, то все равно значения величин E и A_i в приведенной формуле далеко не уравниваются.

Главные халькогениды сохраняются в рудных телах благодаря ничтожной растворимости в воде. Это естественно, поскольку химическое сродство для соединений типа $M^{2+} + S^{2-} = MS$ и им подобных связано с произведением растворимости L соотношением $A_f = -RT \cdot 2,3026 \lg L$ (R — газовая постоянная; T — температура).

Редкие металлы отличаются от черных и цветных меньшей способностью к концентрации, что неизбежно заставляет вовлекать в эксплуатацию месторождения с весьма малыми их содержаниями. Это обуславливает также значительно более сложный состав и разнообразие промышленных минералов, большее число различных типов месторождений редких металлов по сравнению с обычными металлами и одновременно их большую комплексность, полиметальность [16].

Небольшое число нерудных минералов в различных типах руд представлено в основном также соединениями простого состава, среди которых преобладают кварц и карбонаты. Это лишний раз подтверждает стандартность рудоотложения.

Стандартные условия рудообразования проявляются не только в присутствии в рудах ограниченного (один-два) числа промышленных минералов каждого металла, но и однотипными физико-механическими свойствами руд, их текстурно-структурными особенностями, зернистостью, кристаллографическими формами ведущих минералов, пределом максимальных запасов и содержаний металлов, небольшим и также стандартным набором околорудных

изменений с преобладающим развитием серицита, хлорита, биотита, амфибола и ряда других распространенных минералов.

Поскольку во всех случаях минералообразования в земной коре возникает малое число одних и тех же рудных минералов, конвергентность рудных минеральных парагенезисов проявлена весьма широко, хотя генетически месторождения чрезвычайно разнообразны. Стандартность условий рудообразования во многом обусловлена буферными свойствами растворов и свойствами самого растворителя — воды; на этом мы подробнее остановимся в гл. IV.

Большое генетическое различие рудных месторождений, сформировавшихся в несхожих геологических условиях рудоотложения, обусловлено разнообразием как геологических процессов, порождающих рудообразование, так и трех источников (и их возможных сочетаний): источника металлов (рудного вещества), источника движущейся среды, мобилизующей и переносящей металлы, и источника энергии, приводящей в движение механизм мобилизации и переноса. Наиболее разнообразны геологические условия образования и нахождения сульфидных месторождений в связи с широким распространением цветных металлов и серы во многих типах горных пород, а также других металлов IV группы; к ним можно отнести и железо, как металл с высоким кларком. Наименьшим генетическим разнообразием отличаются месторождения сидерофилов и литофилов, прошедших предрудно-процессную контрастную дифференциацию в земной коре.

Объемы вещества и скорость процесса

Процессы рудообразования охватывают большие пространства, которые включают области сбора и мобилизации металлов, области коммуникаций — переноса рудного вещества и области рудоотложения. Они вовлекают колоссальные массы вещества, соизмеримые с массами вещества, мобилизуемыми главными геологическими процессами. Скорости химических реакций при этом чрезвычайно малы, и длительность рудообразующего процесса сопоставима с длительностью ведущего геологического процесса, отдельных его стадий и этапов.

Глава III. ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Источникам рудного вещества в теории и практике изучения рудных месторождений придается большое значение [9, 31]. Однако для понимания процессов рудообразования не менее важна и проблема источников рудообразующих растворов. Можно утверждать, что проблема источников рудного вещества должна вклю-

чать в себя как проблему источников металлов, так и проблему источников рудообразующих растворов. Уже сейчас ясно, что это не одно и то же. Их возможное совмещение, например, в магматическом расплаве представляет собой только частный случай. Полностью отрывать их друг от друга нельзя, так как различное сочетание источников металлов и источников растворов указывает на значительное разнообразие геологических условий формирования и нахождения месторождений, во многом остающихся непонятными без раскрытия таких сочетаний.

Основываясь на общегеологических закономерностях, можно высказать ряд предположений об источниках рудного вещества и с разной степенью приближения к истине построить соответствующие гипотетические модели рудообразования. Этому способствует также знание некоторых общих закономерностей, регулирующих рудообразование и определяющих его сущность.

Процесс рудообразования невозможен в твердом состоянии, он может осуществляться только с помощью движущихся растворов (жидких, газовой-жидких, газовых), обуславливающих мобилизацию, экстракцию и вынос металлов из бассейна сбора (область мобилизации), транспортировку рудного вещества через область коммуникаций и его разгрузку в области непосредственного рудоотложения. Растворы, которые могут играть рудообразующую роль, зарождаются на разных глубинах: от мантии до земной поверхности и дна океана. Эти растворы в основном водные; растворителями могут быть также углекислота, солевой или силикатный расплавы (например, в случае собственно магматических месторождений). Все они обладают весьма важным свойством — агрессивностью, особенно по отношению к элементам, находящимся в рассеянном состоянии. Как известно, даже чистая вода является хорошим растворителем, экстрагентом рассеянных металлов. Этот растворитель действует в большом диапазоне температур, начиная от самых низких и кончая областью существования паровой фазы и надкритическим жидким состоянием, т. е. агрегатное состояние рудообразующих растворов не оказывает существенного влияния на их агрессивное действие. Пары и газы не в меньшей степени, чем жидкие растворы, способны извлекать металлы из твердых горных пород и переносить их к местам отложения.

Разнообразие источников

Проблемы источника рудного вещества, так же как и источника рудообразующих растворов, которую надо было бы решать, в общем виде не существует. При благоприятных условиях металлы могут быть мобилизованы из любого геологического образования растворами, возникшими самыми различными путями. Не имеет смысла противопоставлять один источник другому при обсуждении условий образования какого-либо генетического типа или группы месторождений; здесь широко проявляется полигенность

(гетерогенность) источников и конвергентность образующихся минеральных ассоциаций руд.

Необходимо подчеркнуть, что возможности для образования промышленных рудных концентраций в земной коре весьма малы с точки зрения благоприятных структурных условий отложения и весьма велики с точки зрения потенциальных источников рудного вещества. Последнее объясняется именно легкой экстракцией и мобилизацией металлов из их разных первоисточников всепроникающими экстрагентами, транспортерами и концентраторами в виде вод и газов различного происхождения.

Вероятно, не подлежит сомнению, что если источниками металлов служат магматический очаг в земной коре или верхней мантии, зоны регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, вулканогенно-осадочные толщи, удаленные от мест концентрации (дальняя мобилизация), или породы, окружающие рудные тела (местная мобилизация), то с помощью жидких и газовых фаз может происходить закономерная экстракция рассеянных металлов и увлечение к местам отложения.

Поскольку ни источники рудного вещества, ни источники рудообразующих растворов в силу своей природы недоступны для непосредственного наблюдения и изучения, все наши суждения и умозаключения всегда находятся на уровне научных предположений с той или иной, часто весьма разной, степенью приближения к истине. Однако мы имеем достаточно косвенных данных, чтобы судить о том, что непосредственно не видим и не исследуем. Так, нам хорошо известны результаты действия этих источников, т. е. вещественное его следствие. Это могут быть: а) различные руды и комплекс закономерностей их формирования; б) различные вещественные следы воздействия растворов на горные породы и комплекс закономерностей этого воздействия; в) различные общегеологические закономерности и их возможное влияние на источники и ряд других геологических факторов и наблюдений. Все это позволяет с той или иной степенью достоверности судить об источниках рудного вещества и источниках рудообразующих растворов. В зависимости от характера источника, его доступности для наблюдений, количества возможных критериев отличия и определяется степень достоверности предположения о данном источнике, т. е. степень истинности нашего суждения.

Инtratеллурические растворы

Сейчас уже банальна мысль о том, что источники рудного вещества и источники рудообразующих растворов могут быть и коровые, и мантийные. Среди возможных агентов, мобилизующих металлы из мантии, необходимо в первую очередь обратить внимание на так называемые инtratеллурические растворы и их деятельность. Заметный прогресс в познании глубинного строения земной коры и верхней мантии и совершенствовании наших представлений о происходящих в этих зонах-оболочках Земли явле-

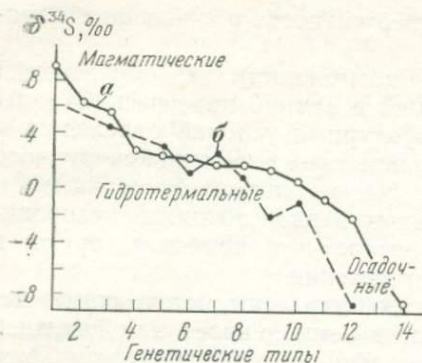


Рис. 8. Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита (а) и халькопирита (б) на месторождениях различного генезиса

ниях дает возможность в настоящее время все эндогенные процессы, важные с точки зрения попутного рудообразования, подразделить на две группы — внутрикоровые и мантийно-коровые, имея в виду, что источником энергии обеих групп процессов служит в основном тепло мантии. Все яснее становится активное взаимодействие земной коры и мантии, проявляющееся в массопереносе, не только в связи с внедрением из мантии силикатного расплава-магмы, но и в связи с поступлением (вероятно, преобладающим) интрателлурических растворов.

Несмотря на скудность фактических данных, мы все-таки с определенной степенью вероятности путем построения довольно строгой логической модели приходим к выводу о значительной роли верхней мантии в поставке металлов для рудных месторождений, образующихся в верхней зоне земной коры. При этом основное значение должны, по-видимому, иметь именно интрателлурические растворы.

О том, что обособления рудных компонентов возможны уже в самой мантии, говорят такие факты, как наличие сульфидов в ксенолитах кимберлитовых трубок и во включениях ультраосновных пород глубинного происхождения. Некоторым свидетельством дифференциации рудного вещества еще в мантии могут служить также статистические данные о распределении изотопов серы в месторождениях различных генетических типов (рис. 8). Сера пирита медно-порфировых месторождений и вулканических эксгальций имеет среднее соотношение изотопов, приближающееся к метеоритному стандарту, при весьма малой дисперсии частных значений в первом случае. Наиболее обогащен тяжелым изотопом серы пирит магматических, колчеданных и телетермальных ртутных месторождений. Несомненно, ювенильная (мантийная) сера в них первично наиболее отфракционирована, что, вероятно, объясняется выплавкой базальта или отделением интрателлурических растворов. Характерно, что другим крайним членом такого мантийного фракционирования могут рассматриваться карбонатиты, ширротин и особенно галенит которых обогащены более легким изотопом серы (для галенита среднее $\delta^{34}\text{S} = 18,6 \text{‰}$).

Магматизм

Общепризнанным источником рудного вещества и одновременно источником рудообразующих растворов является гранитная магма. Это подтверждается обширными геологическими наблюдениями, комплексными исследованиями и разносторонней информацией о связи различных генетических групп рудных месторождений с определенными разновидностями гранитов.

Извлечение и сбор металлов могут происходить как в жидкой, так и в твердой среде. Несмотря на многообразие процессов и механизмов, приводящих к образованию рудных месторождений, большинство их генетических типов связывается с теми или иными проявлениями магматизма, когда сбор металлов осуществляется в жидкой среде так называемого материнского расплава. В этом случае мобилизация металлов и последующее попутное-динамическое концентрирование их во время движения производится флюидами, неизбежно отделяющимися от поднимающегося, а затем и поднявшегося силикатного материала в силу той же термогравитационной (химико-плотностной) конвекции, которая регулирует дифференциацию вещества Земли в целом и проявляется в виде многих магматических процессов в системе мантия — кора.

Независимо от глубины зарождения, состава и механизма отделения эти флюиды обладают способностью не только извлекать, но и транспортировать тяжелые металлы, которые впоследствии станут рудным веществом, образующим месторождения. Процесс этот подтверждается геохимическими данными, а его механизмы воспроизведен экспериментально. О количестве отделяющихся рудонесущих флюидов в магматическом процессе можно судить по такому факту: при извержении вулкана Сент-Хеленс в США в 1980 г. только за четыре месяца в связи с процессом дегазации силикатного расплава дацитового состава выделилось 910 тыс. т углекислоты и 200 тыс. т сернистого газа.

Отделение рудного вещества начинается с момента зарождения магматического расплава. Его перенос вверх и концентрирование внутри расплава осуществляются главным образом с помощью механизма пенной флотации, который способствует насыщению металлами газовой-жидких, газовых и жидких отделяющихся флюидов, превращая их в реально рудонесущие и потенциально рудообразующие. Хотя и принято считать, что формирование месторождений происходит в постмагматический этап, однако рудообразование начинается задолго до этого, еще в раннемагматическую стадию. Процессы рудогенеза длительно и постоянно сопровождают процессы магматизма с сопряженной эволюцией материнского расплава и рудообразующего раствора.

Экспериментальными исследованиями намечены возможные механизмы отделения металлоносных растворов от магматического расплава. Полученные данные позволяют предполагать, что металлы, рассеянные в магматическом расплаве, легко экстраги-

Содержание элементов-примесей в кислых вулканических стеклах и характеристика их поведения при раскristализации

Элемент	C_{\max} , г/т	C_0 при $K_p = 1$, г/т	$C_{\max} - C_0$, г/т	$K_{ог}$	K_p	Среднее содержание в гранитах, г/т	Количество, выносимое из 1 м ³ расплава, тыс. т
Cu	42	40	2	0,05	3,36	10	5
Li	80	75	5	0,06	1,99	30	12,5
Cr	14	11,5	2,5	0,18	2,17	4	5
Sn	20	15	5	0,25	1,38	3	12,5
Ti	800	550	250	0,31	2,42	2300	625
Pb	73	50	23	0,32	1,08	20	57,5
Ga	32	19	13	0,38	0,97	18	30
Mn	600	290	310	0,52	1,56	400	775
Be	17	8	9	0,53	0,93	5	22,5
Zn	240	80	160	0,67	0,82	40	400
Ni	20	6,5	13,5	0,68	3,50	0,5	32,5
Rb	580	150	430	0,74	0,75	150	1075
Mo	8	2	6	0,75	0,70	2	15
F	2800	600	2200	0,79	1,39	850	5500
Cs	150	7,5	142,5	0,95	0,67	5	355

руются, концентрируются и выносятся за его пределы нагретым водяным паром и газами, растворенными в расплаве. Механизм извлечения и выноса металлов из магмы может быть различным: пенная флотация, отделение водно-хлоридных флюидов [3] и пр.

Разносторонние геолого-геохимические наблюдения могут дать новую дополнительную информацию о возможной связи рудообразования с гранитоидным магматизмом. Существует предположение, что при кристаллизации магматического расплава неизбежно отделяющаяся флюидная фаза должна извлекать и металлы. Приведем один пример, характеризующий возможность отделения металлов от магматического расплава в момент его кристаллизации и отвердения.

Было проведено сопоставление содержаний металлов в стекле и его кристаллическом аналоге [9]. В качестве исходного материала взято 11 пар представительных проб кислых эффузивов из вулканогенных комплексов Сибири. При их отборе авторы стремились не нарушать главный принцип соответствия между стекловатыми и частично или полностью раскristализованными разновидностями пород. Как правило, это пространственно максимально сближенные участки единых вулканических тел, отличающиеся лишь по признаку кристалличности.

В результате был выявлен широкий круг элементов, в распределении которых (всех без исключения) наметились отчетливые закономерности (табл. 6). Во всех случаях оказалось, что чем больше содержание элемента в стекле ($C_{ст}$), тем меньше его ко-

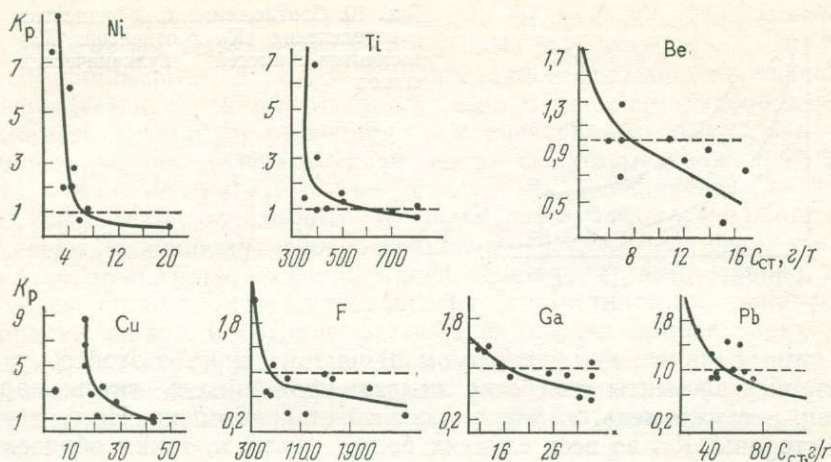


Рис. 9. Зависимость коэффициентов распределения различных металлов K_p от их содержания в стекле $C_{ст}$

эффицент распределения $K_p = C_{кр}/C_{ст}$; при максимальных содержаниях у всех без исключения элементов K_p всегда меньше единицы (рис. 9). Таким образом, если при относительно малых содержаниях большая часть металла сосредоточивается в кристаллической фазе ($C_{кр}$), то с повышением его содержания, после некоторого равновесного оптимума (при $K_p=1$), все нарастающее количество металла остается в стекле.

Та избыточная для кристаллической фазы часть металла, которая в данном случае сохраняется в стекле, может рассматриваться как теряющаяся магмой при ее кристаллизации, т. е. переходящая в отщепляющийся флюид и затем не только рассеивающаяся, но и создающая в благоприятных условиях месторождения. Пересечение кривой зависимости K_p от общего содержания металла в стекле с горизонтальной (пунктирной) линией, отвечающей $K_p=1$ (см. рис. 9), указывает на то, возможно, максимальное содержание его (C_0), которое сохраняется при кристаллизации, не отделяясь с флюидами. Разница между этим содержанием и установленным максимальным содержанием данного металла в стекле $C_{мах}$ характеризует выносимую «подвижную» часть его количества.

Основываясь на этих предпосылках, можно рассчитать коэффициент отделения $K_{от} = (C_{мах} - C_0)/C_{мах}$. Как и следовало ожидать, у большинства металлов K_p и $K_{от}$ находятся в обратной зависимости (рис. 10). Выпадает только никель, а титан, марганец и фтор, как более распространенные элементы, в координатах $K_p = K_{от}$ образуют свою кривую, параллельную кривой основной группы металлов. Можно предположить, что элементы, предпочитающие осаждаться в кристаллическую фазу ($K_p > 1$), менее способны к образованию концентраций в рудных месторождениях,

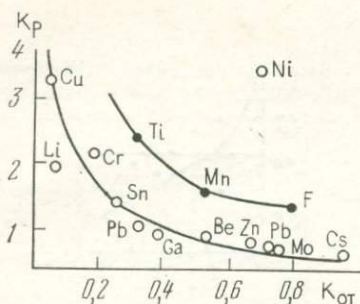


Рис. 10. Соотношение коэффициентов распределения K_p и отделения $K_{от}$ элементов-примесей вулканических стекол

связанных с кислым магматизмом. В нашем случае в этой группе оказались элементы семейства железа: хром, никель, титан, марганец, а также медь, литий, в меньшей степени олово. Но, с другой стороны, $K_{от}$ во всех случаях больше нуля, и, таким образом, потенциальная возможность отделения от силикатного расплава в рудообразующие растворы имеется у всех изученных элементов. Эта возможность тем больше, чем правее располагается металл на кривой рис. 10.

Использованный фактический материал, конечно, недостаточен для исчерпывающих выводов, особенно основанных на каких-то количественных показателях. Все цифры и коэффициенты, приводимые здесь, весьма условны, как условны и ряды подвижности металлов по величинам K_p , $K_{от}$, устанавливаемые из табл. 6 и рис. 10, однако определенные закономерности улавливаются достаточно хорошо и из приведенных данных.

В последней графе табл. 6 указано количество металла, которое должно было быделиться от кислой магмы в процессе ее кристаллизации, если бы наши рассуждения оказались верными. Цифры получаются внушительные. Кристаллизации 1 км^3 гранита оказывается потенциально достаточно для создания промышленных месторождений отделившихся металлов с запасами в десятки (свинец, олово, молибден, бериллий и др.), сотни тысяч (цинк, марганец, цезий, рубидий и др.) и даже миллионы тонн (фтор).

Попутно следует отметить, что геохимия, и собственно геохимические методы, — важнейшее средство получения конкретной информации о геологических событиях прошлого. Любой геологический процесс влияет на поведение рассеянных элементов и оставляет следы своей деятельности, не видимые и не ощущаемые прочими методами.

Есть и другие примеры того, как геохимический подход к изучению различных геологических явлений при использовании методов пространственно-статистического анализа может дать новую важную информацию, в частности и об источниках рудного вещества. Так, пространственно-статистический анализ геолого-геохимических закономерностей распространения колчеданно-полиметаллического оруденения способствовал получению некоторых сведений, позволивших судить о вероятном источнике рудного вещества

и его местонахождении ([9], а также см. рис. 37). Это, конечно, не прямые доказательства, но и не голые рассуждения.

На примере месторождений колчеданной формации хорошо подтверждается ранее высказанный тезис о том, что рудообразование есть переход от рассеяния к концентрации металлов и что существует определенная связь между средним содержанием металла в земной коре и его запасами в месторождениях. Геохимический спектр колчеданных месторождений определяют в первую очередь 14 наиболее распространенных элементов: сера, селен, теллур, медь, цинк, кадмий, свинец, мышьяк, сурьма, серебро, молибден, висмут, золото, кобальт. По статистическим данным и средние запасы и средние содержания перечисленных элементов месторождений крупных представительных колчеданных провинций связаны прямой корреляцией с их содержаниями в земной коре. Эта зависимость может быть выражена уравнениями линейной связи

$$Q = K_1 C_{зк}; \quad C_p = K_2 C_{зк},$$

где Q — средние запасы элемента в месторождении, т; K_1 и K_2 — коэффициенты пропорциональности, меняющиеся в пределах $K_1 = 1 \div 4 \cdot 10^8$, $K_2 = 1 \div 4 \cdot 10^3$; $C_{зк}$ — содержание элемента в изверженных породах земной коры, по А. П. Виноградову, %; C_p — среднее содержание элемента в месторождении, %.

Как видно из рис. 5, на котором точки группируются возле биссектрисы прямого угла, количественные соотношения металлов в месторождениях сохраняются такими же, какими они были в источнике, коэффициенты концентрации металлов близки; металлы, таким образом, мобилизовались порциями, размеры которых соотносились между собой с соблюдением первичного отношения их средних содержаний. Каждая колчеданная провинция (структурно-формационная зона) имеет, оказывается, свое определенное соотношение средних (или суммарных) запасов металлов в месторождениях, отвечающее различному, но определенному составу изверженных пород. Наиболее четко это выражается в изменении соотношений запасов и содержаний главных металлов: меди, свинца и цинка. Для Рудного Алтая это соотношение равно соответственно 1:1:3, т. е. оно такое же, как и между их средними содержаниями в кислых породах. Для Урала оно соответствует уже соотношению в породах основного состава, а для докембрийских серно-колчеданных месторождений Карелии и палеозойских месторождений Северного Кавказа — в ультраосновных породах.

Региональная вертикальная зональность распределения меди, свинца и цинка в колчеданных месторождениях, охватывающая интервал в 2—3 км, зависимость соотношения этих металлов от степени удаления месторождений от поверхности Конрада дают все основания предполагать, что металлы, образующие эти месторождения, имеют глубинный источник, а не мобилизовывались из горных пород, расположенных в зоне непосредственного рудообразования. Колчеданные провинции или их отдельные части (ме-

таллогенические зоны, структурно-формационные зоны) можно расположить в определенной последовательности по соотношению средних запасов и содержаний основных компонентов. Возникший при этом ряд зональности, соответствующий количественному распределению элементов в земной коре, отражает изменение состава земной коры (и верхней мантии) снизу вверх, от ультраосновного до кислого.

Если, например, взять отношения средних запасов и средних содержаний месторождений Урала и Алтая, то металлы, расположенные по величинам этих соотношений, образуют характерный ряд зональности, аналогичный рядом зональности конкретных рудных полей, месторождений, первичных геохимических ореолов. Следовательно, можно предположить, что не только слагающие земную кору силикатные горные породы испытывают дифференциацию, но и металлы, рассеянные в земной коре и верхней мантии, дифференцируются по вертикали с зональностью, моделями которой могут служить зональность геохимических ореолов, распространяющаяся на сотни метров, и зональность распределения месторождений вокруг интрузива, захватывающая километры. Колебания в соотношениях количеств меди, свинца и цинка в месторождениях различных рудных провинций отражают неодинаковую глубинность их первоисточника. Отсюда уральские колчеданные месторождения, например, по сравнению с алтайскими имеют не только более основную, но и более глубокий источник.

Метаморфизм

При процессах метаморфизма также закономерно происходят высвобождение и мобилизация рассеянных металлов растворами; весьма вероятно их селективное отложение как непосредственно в верхних зонах метаморфизма, так и за их пределами.

Поведение вещества в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (миграция элементов) исследовалось А. А. Кременецким в восьми докембрийских зональных комплексах стратозонального (изограды метаморфизма совпадают со стратиграфическими границами толщ) и латерально-зонального (изограды секут стратиграфические границы толщ) типов, образующихся в первом случае при метаморфизме погружения преимущественно в доскладчатый этап, во втором — в периферических зонах локальных тепловых аномалий в синкладчатый этап.

Комплексное изучение древних вулканогенно-осадочных образований, включающее парагенетический, количественно-минералогический и геохимический анализы более 1500 представительных проб из различных метаморфических фаций (от зеленосланцевой до гранулитовой), позволило выявить изохимический режим поведения породообразующих элементов (в том числе калия и нат-

рия) на всех стадиях прогрессивного регионального метаморфизма, включая и ультраметаморфизм. В то же время рассеянные металлы и элементы-примеси в целом одновременно подвергались существенному перераспределению, которое сопровождалось экстрагированием синметаморфогенными гидротермами части из них: из метapelитов выносились в первую очередь литий, рубидий, олово, иттрий, цирконий, фтор, цинк, молибден, вольфрам, марганец, а из metabазитов — литий, бор, цирконий, цинк, титан, хром (табл. 7).

Большую роль в мобилизации, перераспределении и выносе этих элементов играет кристаллохимический фактор: коренное изменение минерального состава исходных пород в высокотемпературных зонах (начиная с силлиманит-калишпатовой), выраженное в метapelитах, например, полным разложением мусковита и частичным биотита с новообразованием калиевого полевого шпата и гиперстена, характеризующихся резко пониженной изоморфной емкостью в отношении большинства рассеянных элементов.

Минимальная интенсивность перераспределения и выноса металлов наблюдается в стратозональных комплексах, которым свойственно резкое преобладание низко- и среднетемпературных зон над монотонными высокотемпературными (Печенгская структура). Отличительной особенностью латерально-зональных комплексов (Северное Приладожье, Воронежский кристаллический массив) можно считать одновременное проявление различных РТ-условий метаморфизма в центре и периферических частях тепловой аномалии. В центре — условия высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации при повышенном давлении, приводящие к ультраметаморфизму субстрата с удалением флюидной фазы (рудообразующих гидротерм) в вышележащие отложения. В периферических частях — формирование метаморфической зональности в традиционном ее понимании: путем последовательного замещения низкотемпературных ассоциаций все более высокотемпературными на фоне постоянного давления. При этом рудное вещество, экстрагированное синметаморфическим флюидом из высокотемпературных зон, при спаде температуры может в пределах этой же толщи снова переходить в минеральную форму и накапливаться в средне- и низкотемпературных зонах.

Таким образом, эпицентры латерально-зональных комплексов можно рассматривать в качестве одного из реальных источников гидротермальных рудообразующих систем, приводящих к формированию в вышележащих толщах различных по составу эпигенетических гидротермальных месторождений (например, флюорит-полилитионитовые метасоматиты, кварц-шеелитовые жильные и скарновые типы и др.). В целом зоны ультраметаморфизма несомненно могут быть одним из существенных источников рудного вещества широкого генетического и металлогенического спектра месторождений.

Количественная оценка мобилизации (вынос или селективное накопление) элементов-примесей при прогрессивном зональном метаморфизме терригенных пород и основных вулканитов, тыс. т/км³

Исходные породы	Район	Li	Ba	Be	B	Zr	Nb	F	Cu	Zn	Mo	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Терригенные	Воронежский кристаллический массив	155	919	—	248	226	11,04	1524	190	351	2,5	8 418	627	593	938	63	221
		121	798	—	28	259	11,3	1537	189	471	3,4	11 280	612	657	846	99	226
		-34	-121	—	-220	+33	+0,26	+13	-1	+120	+0,9	+2 862	-15	+64	-92	+36	+5
	Северное Приладожье	163	1043	1,66	171	306	30	1060	105	486	2,5	12 144	604	431	1684	50	179
		82	987	1,41	14	451	39	742	104	381	2,3	12 972	423	389	818	28	104
		-81	-56	-0,25	-157	+145	+9	-318	-1	-105	-0,2	+828	-181	-42	-866	-22	-75
Базальтоиды (основные вулканиты)	Печенгская структура	36	56	—	20	121	8	—	762	337	2,8	16 860	674	259	4496	152	216
		24	15	—	15	72	15	—	466	150	0,3	9 269	656	87	4186	45	102
		-12	-41	—	-5	-49	+7	—	-296	-187	-2,5	-7 591	-18	-172	-310	-107	-114
	Северное Приладожье	48	141	—	25	438	17	—	306	1099	1,4	19 951	787	382	1149	115	107
		33	431	—	42	111	12	—	150	266	1,5	8 384	526	876	3546	99	158
		-15	+290	—	+17	-327	-5	—	-156	-833	+0,1	-11 567	-261	+494	+2397	-16	+51

Примечание. В первой строке приведены исходные количества элементов Q_1 , во второй — количество элементов после перераспределения Q_2 , в третьей — разница между Q_1 и Q_2 .

Местная мобилизация

До сих пор речь шла о недоступных наблюдениям и непосредственным исследованиям глубинных источниках рудного вещества.

Более определенное суждение об источнике рудного вещества можно получить с помощью геохимических наблюдений в тех случаях, когда таким источником являются геологические формации, непосредственно вмещающие рудные тела, т. е. когда происходит так называемая местная мобилизация. Надо отметить, что этот процесс хотя и не главенствующий, но распространен достаточно широко.

Особенно большое число работ, содержащих факты и расчеты местной мобилизации железа из окружающих горных пород, посвящено скарново-магнетитовым месторождениям и метасоматическим железорудным месторождениям в метаморфических толщах. В скарново-рудных полях Урала, Казахстана, Алтае-Саянской области и других регионах широко распространены метасоматические измененные породы, которые образуют весьма значительные ореолы осветления, издавна используемые в качестве первичного поискового признака. Осветление связано с разложением петрогенных фемических минералов интрузивных пород или вмещающих осадочно-вулканогенных толщ, которое свидетельствует о метасоматической мобилизации железа из них и тем самым о возможном участии этого железа в формировании магнетитовых залежей.

В контактово-метасоматическом железорудном месторождении Второй Северный рудник (Северный Урал), например, осветлению подверглись плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, а также отвечающие им по составу туфы и наиболее широко распространенные метасоматические брекчии по агломератным туфам, предварительно инъецированным кварцевым диоритом (рис. 11). Порфириды при осветлении теряют примерно 3—6 % железа (от массы породы), т. е. из 1 м³ порфирита выносятся от 0,1 до 0,15 т металлического железа. Таким образом, для образования 1 м³ вкрапленных руд с наиболее распространенным в залежах месторождения средним содержанием железа 30 % необходима обработка всего 5—8 м³ порфирита.

Г. В. Поляков [23], изучавший скарново-магнетитовые месторождения Южной Сибири, указывает, что количество железа, высвобождающееся при осветлении основных пород, соизмеримо с общим суммарным его содержанием в скарново-рудных зонах. По его подсчетам, только в рудном поле Безымянского месторождения при массовой альбитизации вмещающих толщ в свое время высвободилось 400 млн. т валового железа, эквивалентное 700 млн. т кондиционных руд. При образовании апогаббровых альбититов в рудном поле Анзасского месторождения оказалось вынесенным примерно 200 млн. т железа. Можно привести еще примеры, но и этих достаточно, чтобы стала ясна заметная роль вме-

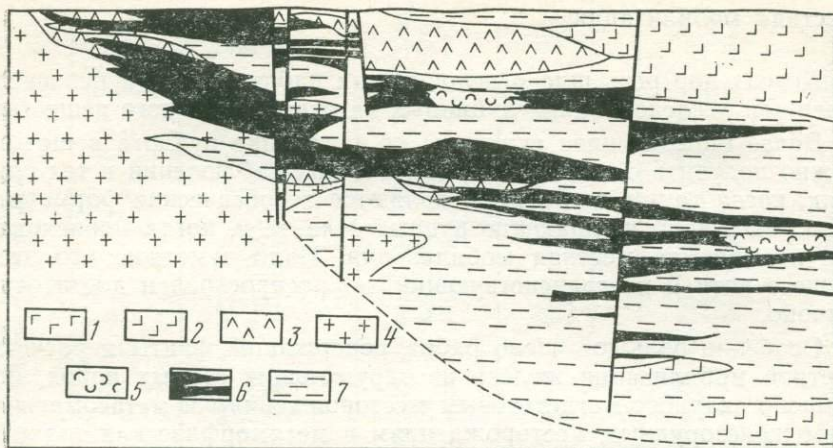


Рис. 11. Образование залежей магнетита за счет выноса железа из вмещающих вулканогенных пород; продольный разрез:

Порфириты: 1 — андезитовые, 2 — андезито-базальтовые, 3 — кварцевые диоритовые; 4 — кварцевые диориты; 5 — скарны и апоскарны; 6 — магнетитовые руды; 7 — зона осветленных пород, включающая осветленные порфириты, туфы и метасоматические брекчии

щающих толщ как источника железа скарново-магнетитовых месторождений.

Помимо сопряженного единства выноса металла из околорудного пространства и его привноса в участки формирования рудных залежей, прямым доказательством участия вмещающих толщ в поставке металлов для образования рудных тел служит поведение при этом элементов-примесей. В частности, для некоторых уральских скарново-магнетитовых месторождений характерны повышенные содержания титана в рудах. Как показали детальные исследования, приуроченность наибольших содержаний титана не к массивным (сплошным) рудам, как это типично для других элементов-примесей, а к бедным свидетельствует о том, что здесь происходит миграция титана из околорудного пространства, которое характеризуется, в свою очередь, пониженным содержанием не только железа, но и титана по сравнению с неизменными разностями боковых пород.

Следует, однако, подчеркнуть, что во всех случаях рудообразующие растворы, наряду с мобилизацией местного материала, несли также и свой полезный «груз», хотя бы в виде металлов сульфидной фазы, обязательно проявляющейся в той или иной степени на каждом магнетитовом месторождении. Иначе говоря, для месторождений этого типа характерна полигенность источников рудного вещества. Иногда разные источники поставляют материал не только для формирования рудных тел и месторождений в целом, но даже для образования отдельных рудных минералов. Как показали детальные исследования, при образовании сульфидных залежей Турьинских рудников на Северном Урале железо

растворами не привносилось, а извлекалось из замещаемых железистых скарновых минералов (геденбергита и др.). Это обусловило размещение богатого медного оруденения в сложно построенной скарновой зоне. Особенно разительно ощущается связь оруденения с местным железом при отложении руд в тектонических зонах, когда образуются так называемые руды зоны скалывания. Несмотря на то, что руды здесь приурочены к тектонической зоне, которая проходит не только в скарнах, но и в прилегающих известняках и диоритах, отложение сульфидов резко органичено только пределами скарнов. Более того, там, где зона затрагивает волластонитовые скарны, оруденение отсутствует и вместо богатых вкрапленных медно-сульфидных руд наблюдаются продукты гистерогенного разложения волластонита, апофиллит и таумасит. В последнем концентрируется та сера, которая в присутствии железа в других участках образует колчедан.

Хорошим примером полигенности источников рудного вещества может служить одно из месторождений бороносных скарнов. По Ю. Е. Саегу [9], скарново-дацолитовое месторождение расположено в области альпийской складчатости и приурочено к эоцен-палеоценовым и верхнемеловым известняково-глинистым отложениям, прорванным неогеновой интрузией гранит-порфиров. Рудные тела тяготеют к апикальной части массива, консолидированного под отложениями эоцена на глубине от 80 до 300 м.

Перекрывающие отложения эоцена и палеоцена представлены мергелями с соотношением глинистой и карбонатной частей примерно 1 : 1, реже аргиллитами и песчаниками; осадки верхнего мела — известняки. Все эти породы характеризуются равномерным и достаточно высоким содержанием бора, которое в мергелях, например, в 3—8 раз превышает его содержание в интрузиве. Бор образует первичные геохимические ореолы, повторяющие форму рудных тел, которые являются их составной частью и эпицентром ореолов. В надрудной части, за пределами положительного ореола, фиксируется весьма протяженная зона выноса бора мощностью в исследованной части от 40 до 100 м. В то же время в надинтрузивной толще мергелей возникают ореолы концентрации меди, свинца и бария, привнесенных скарнообразующими растворами и располагающихся в пространстве, из которого выносился бор (рис. 12).

Следовательно, для этого месторождения несомненны различные источники для разных элементов, образующих рудные тела и первичные ореолы вокруг них. Для меди, свинца и бария, которым свойственны только ореолы концентрации, т. е. элементов, полностью привнесенных в экзоконтактовую зону, наиболее вероятен магматический источник. Для бора, распределение которого отличается наличием мощных зон выноса, несомненна мобилизация из вмещающих интрузию карбонатно-глинистых толщ. Подсчет количества бора, вынесенного из отрицательных ореолов и сконцентрированного в положительных ореолах и рудах, показывает соотношение 1 : 2,5 в пользу накопления. Таким образом, вы-

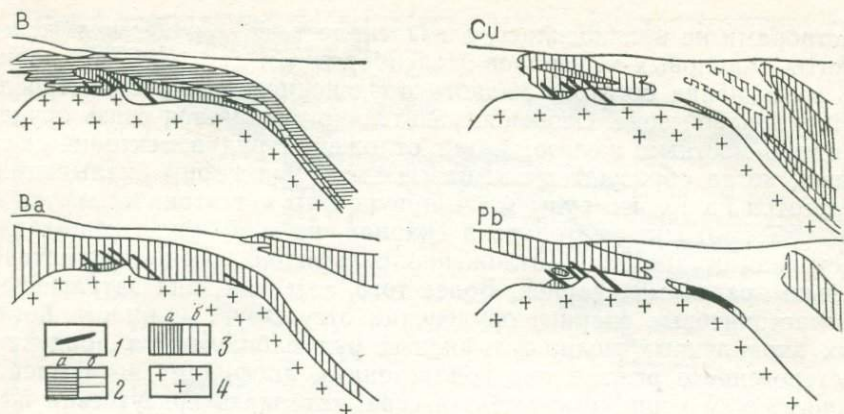


Рис. 12. Распределение различных металлов в околорудном пространстве скарново-даiorитового месторождения. По Ю. Е. Сагуну:

1 — рудные тела; 2 — ореолы выноса В с содержаниями (%) а — 0,0—0,004 и б — 0,004—0,011; 3 — первичные ореолы привноса металлов (%): а — Pb 0,01—0,08, Cu — 0,006—0,008, Ba — 0,1—0,3, В — 0,008—0,038; б — Pb 0,001—0,01, Cu — 0,002—0,006, Ba — 0,03—0,1; 4 — гранит-порфиры

нос весьма значителен, и данные вполне сопоставимы. Отсутствие полного баланса объясняется невозможностью оконтуривания всей зоны выноса бора, захватывающей объема, значительно больше разведанных.

Массовое опробование, связанное с изучением первичных геохимических ореолов рудных месторождений различных генетических типов, дает весьма глубокую и обильную информацию не только для изучения процессов, протекающих в околорудном пространстве, но и для суждения об источниках рудного вещества. Во многих типах месторождений повсеместно наряду с формированием первичных ореолов привноса наблюдается закономерный, не менее массовый вынос ряда металлов, сопряженный с привносом и происходящий при воздействии тех же рудообразующих растворов. При этажно-зональном распределении месторождений в земной коре и в отдельных рудных провинциях, вполне вероятно, что источником некоторых металлов вышележащих месторождений и рудных тел могут быть вмещающие толщи и формации околорудного пространства месторождений нижнего этажа, представленных в соответствии с вертикальной зональностью уже другими металлами.

Например, по А. И. Бурого, на некоторых оловорудных месторождениях Приморья установлены значительные по размерам зоны выноса свинца, марганца, ванадия, реже цинка. Наиболее мощные и контрастные зоны выноса свинца развиты на месторождениях в песчано-сланцевых отложениях нижнего мела, где они пространственно совпадают с наиболее продуктивной частью оло-

ворудного интервала. Содержание свинца здесь понижается до 1 г/т при фоне около 15—22 г/т. Вертикальный размах зоны выноса свинца составляет 1400 м. Нижняя граница зоны выноса располагается на 600—700 м ниже горизонта выклинивания оловорудных тел, верхняя — на верхнем рудном горизонте. Имеющиеся данные показывают, что в свою очередь зона выноса олова также существует и находится на глубине 1200—1300 м ниже зоны промышленной минерализации. Установленные факты позволяют сделать вывод, что рудообразование здесь сопровождалось интенсивным перераспределением рассеянного рудного вещества, мобилизацией и выносом его из определенных участков вмещающих пород с последующим отложением вверху в благоприятных структурах и породах, с возможным образованием промышленных накоплений.

При изучении некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений Средней Азии (Сумсар) и Казахстана (Каратау) были установлены специфические особенности распределения металлов в окологрудном пространстве. Описываемые месторождения приурочены исключительно к пластам карбонатных пород, равномерно и повсеместно насыщенных рассеянными сингенетическими металлами: свинцом, цинком, серебром и др.

В пространственной связи с рудными телами наблюдается отчетливое эпигенетическое перераспределение в карбонатных пластах как рудообразующих металлов, так и их спутников. С одной стороны, в результате мобилизации и выноса в процессе рудообразования их содержание в отдельных участках продуктивной толщи вблизи рудных тел резко уменьшилось и стало ниже стабильного фонового содержания (рис. 13), а с другой — непосредственно вокруг рудных тел оказались сформированными характерные первичные ореолы этих металлов с вертикальной зональностью, аналогичной универсальной вертикальной зональности геохимических ореолов типичных гидротермальных месторождений.

Наиболее убедительно существенный вынос рудообразующих металлов из отдельных участков продуктивной пачки иллюстрируют гистограммы сравнительного распределения цинка на фоновом участке и в ореолах (рис. 14). Гистограмма фона, как и положено, мономодальна, что свидетельствует о едином процессе сингенетического накопления элемента в пласте; гистограмма ореольного пространства — полимодальна. Здесь отчетливо фиксируются три моды. Наряду с центральной модой, полностью соответствующей фоновой совокупности, появляются еще две крайние. Правая мода высоких концентраций отвечает обогащенным участкам, образующим рудные тела и ореолы богатых содержаний, тогда как левая мода показывает существенный вынос металла. Отмеченные факты свидетельствуют в пользу диплогенетического (по Т. Ловерингу) происхождения месторождения Сумсар.

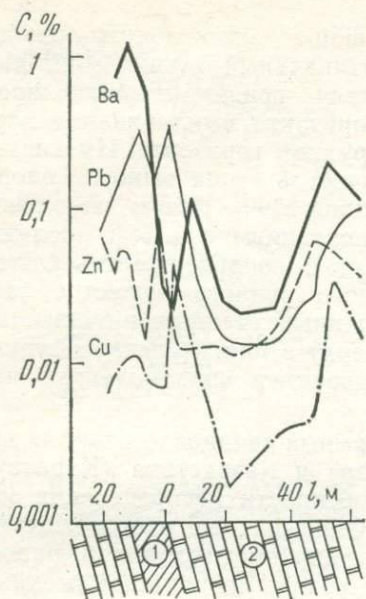


Рис. 13. Распределение содержаний различных металлов C в карбонатных породах, вмещающих залежи полиметаллического месторождения. По С. В. Григоряну.

Цифры в кружках: 1 — руды, 2 — карбонатные породы

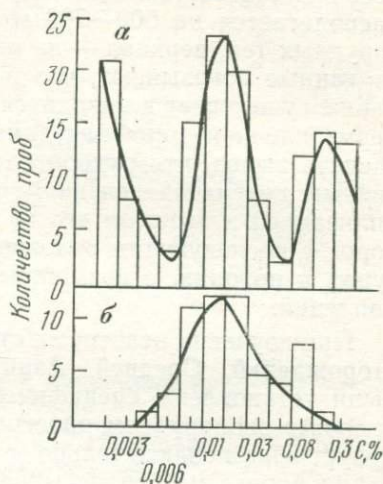


Рис. 14. Гистограммы распределения содержаний цинка в ореоле (а) и на фоновом участке (б) полиметаллического месторождения. По С. В. Григоряну

Рудообразующие растворы (флюиды)

Исследованиями последнего десятилетия установлены проявления обширной гидротермальной деятельности в области океанического дна, способствующие образованию рудных концентраций, известных сейчас уже во многих районах как Срединно-Атлантического хребта, так и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти гидротермальные системы активных центров спрединга во времени и пространстве характеризуются потоками глубинного ^3He . Аналогичное рудообразование происходит и в континентальных рифтовых зонах, примером которых могут служить накопления крупных сульфидных и марганцево-железистых масс во впадинах Красного моря. Важнейшая рудогенетическая особенность условий раздвига, спрединга — массовое участие в рудообразовании морской воды. Это важнейший фактор рудообразования, и его значение раскрывается в последнее время все больше.

В связи с этим необходимо остановиться на некоторых общих соображениях об источниках флюидов вообще, масштабах их деятельности и связи с магматизмом.

Флюиды играют громадную роль в планетарных эндогенных геологических процессах, и их значение оценено еще далеко не

полностью. Флюиды имеют разное происхождение и первоисточники. Они меняют облик земной коры, ее слоев и зон. Возникают флюиды в процессе магматизма, но очень часто они сами его и порождают, причем в больших масштабах. Наиболее широко флюиды проявляют себя в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Можно выделить, по крайней мере, шесть главных генетических типов флюидов, преобразующих толщи первичных горных пород земной коры: 1) интрателлурические, 2) метаморфизма, 3) пластовые, 4) диагенетические, 5) рециклические океанические, 6) постмагматические. Масштабы их деятельности и роль в геологических процессах весьма различны при общей, зачастую конвергентной, схожести результатов воздействия и возникающих новообразований.

Химико-плотностная конвекция в гравитационном поле Земли обуславливает отделение и поднятие вверх наилегчайшего материала в виде флюидной фазы. Интрателлурические флюиды являются агентами в равной мере как магмообразования, так и метаморфизма с попутным рудообразованием.

Геодинамические процессы на границах литосферных плит сопровождаются интенсивным магматизмом, который в обязательном порядке сочетается с поступлением жидких и газообразных флюидов, масса которых не только не уступает объемам магматических расплавов, но и превосходит их; фронт поступающих флюидов значительно превышает фронт магматического внедрения. Рудообразование как неотъемлемая часть такого геодинамического процесса является прямым следствием распространения флюидов и их взаимодействия с пропитываемыми толщами.

В процессах метаморфизма и рудообразования, безусловно, участвуют глубинные флюиды, неизбежно отделяющиеся от магматических расплавов при их подъеме вверх на уровни более низких давлений или идущие непосредственно из мантии. В условиях, когда трескается и раздвигается океаническое дно, во флюидообразовании и всех последующих вызванных этим процессом явлениях также неизбежно участвует морская (океаническая) вода, устремляющаяся вниз по зоне раздвига. В последние годы участие морской воды в рудообразовании обсуждается весьма активно [5, 17, 39, 40, 42, 43, 47, 48].

В результате растяжения и растрескивания пород морская вода, проникая в трещины, создает длительно и активно действующую рециклическую конвекционную систему, состоящую из источника тепла (подошедшей снизу магмы) и зоны поглощения, извлечения, циркуляции, изливания и отложения. Глубина проникновения воды — максимальный вертикальный диапазон циркуляции — оценивается в 3—5 км; она может достигать области магматических расплавов. В самых нижних горизонтах проникновения может происходить парообразование с созданием длительно действующего парового резервуара.

При достаточно больших температурном градиенте и водопроницаемости устанавливается геотермальная система с циркуля-

цией огромных объемов воды. При метаморфизме количественные соотношения воды и породы регулируют минеральный состав образующихся метаморфитов. Реакция нагретой морской воды с вулканитами может обуславливать весь региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, а образующийся при этом раствор — контролировать, например, отложение колчеданных руд.

По систематизированным для Урала изотопно-геохронологическим данным метаморфизм каждого тектоно-магматического этапа оказывается длительнее магматизма; он начинается раньше, завершаясь одновременно. Внедрение магматических расплавов и подъем метаморфизирующих и рудообразующих флюидов генетически и пространственно (по путям движения) тесно связаны, но по происхождению и поведению они достаточно независимы. Вероятнее всего, как это видно на примере Урала, для всей эвгеосинклинали в целом может действовать единая геотермальная гидрофлюидная система, включающая как магматические и интрателлурические флюиды, так и рециркулирующую морскую воду. Возможность проникновения морской воды в рассматриваемых условиях снимает проблему грандиозности масштабов воздействия флюидов.

Единая геотермальная гидрофлюидная система — первопричина не только образования рудных месторождений и метаморфизма окружающих их и интрузивные массивы толщ, но и формирования в геосинклиналих загадочного «базальтового» слоя земной коры в его современном состоянии, поскольку в данном случае, как показали результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины, природа глубинных сейсмических границ обусловлена не столько литолого-стратиграфической последовательностью пород, сколько вторичными преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества земной коры и верхней мантии. В соответствии с этим по современным представлениям (А. В. Пейве и др.) «базальтовый» слой геосинклинальной переходной коры представлен габбро-амфиболитами, сильно тектонизированными и метаморфизованными до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Роль флюидов в рудообразовании не только значительная, но и определяющая, поскольку мобилизация металлов, их концентрация и отложение руд связаны только с флюидами.

Магматические (постмагматические) флюиды локально-точечно распространены широко. С ними связано образование различных групп эндогенных месторождений. Однако масштабы их деятельности относительно невелики и значительно ограничены в пространстве по сравнению с деятельностью флюидов иного происхождения. Среди последних в первую очередь выделяются интрателлурические флюиды и особенно флюиды, образующиеся в связи с циркуляцией вод океанического происхождения.

Из океанической среды металлы мобилизуются сорбционными процессами и концентрируются в илах, содержащих тонкие мине-

ральные частицы, органическое вещество и сульфатредуцирующие бактерии, а также в планктоне и скелетах рыб.

Широкая мобилизация металлов из твердой среды осуществляется синметаморфогенными флюидами при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме.

Некоторые группы стратиформных сульфидных месторождений возникают при диагенезе в результате мобилизации металлов при уплотнении осадков синседиментационными поровыми водами, а также захороненными реликтовыми водами, которые в эвапоритовых средах мобилизуют металлы и из эвапоритов. В сборе и извлечении металлов могут участвовать также и грунтовые (метеорные) воды пластовой циркуляции. Мобилизация металлов из пород континента может осуществляться, конечно, и ювенильными флюидами любого источника и происхождения на пути их прохождения вверх.

*
* *
*

Возвращаясь в проблеме в целом, следует подчеркнуть, что все рассуждения об источниках рудного вещества и источниках рудообразующих растворов относятся к общим аспектам проблемы. Что же касается поисков конкретных доказательств связи образования того или иного месторождения с определенным источником рудного вещества и источником рудообразующего раствора, то они достаточно затруднительны.

При широкой конвергенции рудных месторождений, особенно сульфидных, большую помощь в установлении происхождения и источника рудообразующих флюидов оказывают прямые геохимические индикаторы, в первую очередь радиогенные и стабильные изотопы стронция, неодима, гелия, аргона, свинца, неона, ксенона, кислорода, водорода.

Глава IV. ФАКТОРЫ МОБИЛИЗАЦИИ И ПЕРЕНОСА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В условиях мобилизации рассеянных металлов и извлечения их рудообразующими флюидами осуществляется следующий важный этап дифференциации рудного вещества на пути к созданию монометалльных месторождений разных генетических типов. Как свидетельствуют геологические наблюдения (в первую очередь имеются в виду расплавные и газово-жидкие включения) и экспериментальные исследования, особенно моделирующие некоторые стороны природных процессов, экстракция рассеянных металлов закономерна как из расплавов, так и из твердых горных пород при воздействии на последние газов и вод в широком интервале температур.

ИЗВЛЕЧЕНИЕ ИЗ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА

Металлы, рассеянные в расплаве, легко экстрагируются, концентрируются и выносятся за его пределы нагретым водяным паром и газами, растворенными в расплаве. В настоящее время с уверенностью можно выделить, по крайней мере, пять типов рудонесущей среды и соответственно механизмов отделения:

- 1) жидкие соляные растворы (водно-хлоридные флюиды);
- 2) газовые флюиды с комплексными соединениями металлов;
- 3) соляные расплавы;
- 4) магнетитовые, сульфидные расплавы (электронная жидкость);
- 5) капли в газовых пузырях (пенная флотация).

Жидкие соляные растворы

Наиболее распространено представление о переносе металлов в виде *хлоридов*. Геологические и экспериментальные данные, которые могут обосновать и подтвердить эту точку зрения, довольно многочисленны. Важное значение для рудообразования имеет экспериментальное изучение хлоридно-силикатных расплавов и хлоридно-сульфидно-силикатных гидротермальных систем, проведенное в нашей стране и в США. В частности, представляют большой интерес данные по распределению рудных компонентов между силикатной и водно-хлоридной фазами сложных систем, полученные И. Д. Рябчиковым [9]. Им было показано, что хлоридные растворы, равновесные при высоких температурах с кислыми изверженными породами, способны экстрагировать из ферромагнезиальных минералов значительные количества железа. Главные факторы, определяющие переход железа в водный раствор, — летучесть HCl и общая концентрация хлоридов в растворе. Характерно, что присутствие в минеральных системах фтора и углекислоты существенного влияния на переход железа в водно-хлоридные флюиды не оказывает.

Газовые флюиды

В последнее время все более ясна возможность газового переноса металлов при эндогенных рудообразующих процессах. Экспериментально было выяснено, что водяной пар в докритическом состоянии и газ в надкритическом состоянии, так же как и некоторые другие пары и газы, участвующие в рудообразовании, характеризуются значительной способностью растворения нелетучих веществ, вполне обеспечивающей перенос компонентов, составляющих рудную и нерудную части эндогенных месторождений.

Несколько серий наших опытов, моделирующих участие водяного пара и других газов в отделении рудного вещества от магматического расплава, в частности его перемещении и отложении, свидетельствуют: а) о больших возможностях паров и газов в

Экспериментальные данные выноса газами химических элементов из гранитного расплава

Элемент	Содержание*				
	в исходном расплаве	в известняке-осадителе, помещенном в конденсат, по зонам			в сухом остатке от выпаривания 0,7 л конденсата
		первой	второй	третьей	
Pb	4,5	0,060	0,10	0,18	0,08
Co	4,5	0,008	0,06	0,02	—
Ni	4,5	0,014	0,11	0,09	—
Cr	4,5	0,100	0,07	0,01	0,20
V	8,0	—	—	—	0,14
Si	—	—	22	21	109
Al	—	—	47	50	120
Fe	—	—	82	98	60
Cu	—	72	88	100	23
K	—	—	—	—	25
Na	—	—	—	—	10

* Для Pb—V содержание дано в миллиграммах на 1 г вещества, для Si—Na — в усл. единицах.

сборе, извлечении и переносе металлов, рассеянных в магматическом резервуаре, б) об агрессивном воздействии водяного пара на твердые горные породы и интенсивном выносе им из этих пород не только порообразующих элементов, но и металлов-примесей, в) о водяном паре как благоприятной среде для контактового взаимодействия и реакционного обмена компонентами между различными породами.

Опыты проводились с природными гранитами, диабазами и габбро при атмосферном давлении и температурах от 600 до 1400 °С. Для активизации процесса выноса веществ из расплаво применялся движущийся водяной пар. В известняках «кровли» над затвердевшим расплавом создавался температурный градиент, моделирующий природные условия.

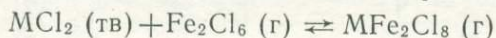
При большом разнообразии условий во всех опытах наблюдается весьма интенсивный вынос из гранитного расплава в вышележащий известняк и за его пределы значительных количеств как порообразующих элементов, так и элементов-примесей. Как видно, например, из табл. 8, в известняке, помещенном в склянке, собирающей конденсат, осадились в относительно высоких концентрациях Cu, Pb, Co, Ni, Cr и Fe, вынесенные газами из охлаждающегося гранитного расплава и прошедшие всю колонку известняка над расплавом. В заметных количествах были вынесены газами и порообразующие элементы — Si, Al, K, Na, которые в

отличие от перечисленных выше металлов в основном остались растворенными в конденсате.

Часть выносимых из расплава газами элементов задерживается в самой колонке известняка, концентрируясь в соответствии с их подвижностью в ближайших к расплаву участках или же распределяясь по всей ее мощности.

Как и в жидких средах, при газовом переносе осуществляется дифференциальное перемещение элементов.

Важное значение в химическом переносе металлов придается газовым комплексам, в первую очередь состоящим из двух различных металлов и галоида, благодаря их значительной термодинамической устойчивости и летучести. Ф. Эмменеггером установлено, например, что комплексы типа $M^{n+}L_2Cl_{n+6}$, где L — центральный атом-лиганда, могут в атмосфере $L_2Cl_{6(r)}$ иметь давление пара в 10^7 выше, чем давление пара простого MCl_n . Реакция образования газообразных комплексов типа хлоридов железа



имеет положительные величины энтальпии и энтропии; константа устойчивости комплекса, а следовательно, и его парциальное давление возрастают с повышением температуры.

Соляные расплавы

Эти расплавы более распространены в виде силикатно- и магнетито-солевых. Возможность переноса железа соляными хлоридными расплавами была установлена К. А. Жуком-Почекутовым на Качарском магнетитовом месторождении в Кустанайской железорудной провинции при изучении включений в пироксене и других минералах.

Магнетитовые и сульфидные расплавы

Реальное существование магнетитового расплава и возможность его поднятия и истечения с образованием крупных скоплений наглядно доказываются залежами вулкана Эль Лако [41]. Теоретическая и экспериментальная возможность этого была показана ранее. Еще Я. И. Ольшанский [20] обратил внимание на гетерогенность магмы и существование в ней наряду с ионной силикатной жидкостью рудной электронной жидкости, стремящейся к обособлению и последующей концентрации. Среди таких рудных электронных жидкостей наряду с сульфидной распространена и магнетитовая.

Стремление магнетита, магнетитовых руд к сегрегации непосредственно в магматической камере известно давно. Собственно магматические месторождения изучены хорошо, и механизм сегрегации в общем познан. Более необычен факт не просто обособ-

ления, а ухода из материнской камеры существенно магнетитового расплава. Факт этот очень интересный и ставит перед необходимостью выделять соответствующий генетический тип магнетитовых месторождений.

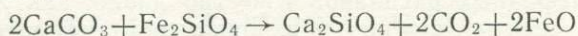
Обособление магнетитовой жидкости и ее движение вверх обусловлены какими-то дополнительными факторами. Среди них в первую очередь следует назвать те, которые рассматриваются при отжиге за пределы материнского очага — фильтр-прессинге — титаномагнетитовых или медно-никелевых сульфидных руд. Движение на значительное расстояние не обошлось без дополнительных напряжений в нагрузке, а главное, большой роли газов. Магнетитовая лава Эль Лако пориста, в ней наблюдаются трубчатые пустотелые каналы, что свидетельствует об ее большой первичной загазованности. Возможность широкого распространения магнетитовых расплавов, их закономерного отделения от силикатных жидкостей обосновывает А. Л. Павлов [21]. О существовании сульфидных расплавов известно давно, так же как и о сульфидных месторождениях общепризнанного магматического генезиса. Сульфидные расплавы способны не только обособляться в материнской камере, но и выходить за ее пределы.

Магма представляет собой микрогетерогенную ионно-электронную жидкость, ликвация которой происходит при соответствующем изменении условий, в частности температуры расплава, или его состава. Ликвация силикатных расплавов с образованием двух несмешивающихся жидкостей — естественное крайнее проявление микрогетерогенности.

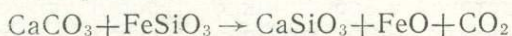
Элементы, присутствующие в расплаве в виде атомов или сульфидов, могут выделяться в самостоятельную фазу из-за простого понижения их растворимости, которое может быть вызвано, в частности, спадом температуры и давления при внедрении магмы в более верхние части земной коры. Однако такой простой механизм не универсален, иначе каждый интрузив сопровождался бы рудными телами. Обособление рудного вещества от силикатного расплава вызывается и другими факторами. Одним из важнейших факторов является изменение состава магматического расплава в результате его взаимодействия с боковыми породами, в первую очередь с известняками, а также с другими породами, богатыми кальцием. В частности, связь образования железорудных контактово-метасоматических месторождений с ассимиляцией гранитоидной магмой известняков подтверждается многочисленными геологическими данными и активно поддерживается многими исследователями. А. Н. Заварицкий, считая причиной образования ряда рудных месторождений ликвацию, вызванную вплавлением известняков, еще в 1926 г. в своей классификации выделил особый тип синтектически-ликвационных месторождений. Позже, говоря о магнетитовых месторождениях, связанных с сиенитами, он указывал, что причинами выделения «рудной магмы» из силикатного расплава являются реакции растворенных в силикатном расплаве летучих железистых соединений с известняками [8].

А. Е. Ферсман объяснял накопление больших масс железа на контакте гранитов с известняками ассимиляцией известняков гранитной магмой и влиянием CaO этих известняков, который растворяется в ней. К. А. Власов также связывал образование железорудных контактово-метасоматических месторождений с ассимиляцией известняков гранитной магмой и высказал мнение, что железо, как более слабое основание, вытесняется оксидом кальция и не входит в минералы магматической стадии кристаллизации.

Как показывают термодинамические расчеты, вероятность реакции вытеснения железа кальцием весьма велика. Принципиальная возможность процесса определяется знаком изменения термодинамического потенциала ΔZ . Если $\Delta Z < 0$, то реакция возможна. Ввиду отсутствия данных для точного подсчета ΔZ о направлении реакции судят обычно по знаку и величине теплового эффекта ΔH . Для реакции



тепловой эффект при стандартной температуре равен 94,6 кДж/моль. Для реакции



он составляет 72 кДж/моль. Реакция вытеснения железа кальцием из силикатов термодинамически действительно весьма выгодна, и в обоих случаях она будет происходить весьма активно. Это используется и в промышленном производстве. Например, при пиритной плавке в качестве флюса добавляется известняк, так как CaO, который является более сильным основанием, чем FeO, соединяется в первую очередь с SiO₂. Свободный FeO при действии кислорода воздуха переходит более интенсивно в Fe₂O₃. Таким образом, при постоянном количестве SiO₂ и воздуха прибавление извести связано с интенсивным образованием магнетита.

Кальций играет положительную роль и для отделения меди. При медных плавках, например, для снижения содержания меди в отвальных шлаках добавляют CaCO₃, который уменьшает растворимость сульфидов меди в этих шлаках за счет повышения содержания в них CaO. Такое влияние CaO на растворимость медного штейна, содержащего 30 % Cu₂S, наблюдал В. А. Ванюков еще в 1916 г.

Ряд специальных экспериментальных исследований также свидетельствует о большой роли кальция в обособлении рудного вещества от силикатного расплава. Так, Я. И. Ольшанским [20] экспериментально установлено, что замена части FeO на CaO в различных силикатных расплавах уменьшает растворимость в них FeS, а также приводит к появлению в сульфидной фазе FeO и даже металлического железа в количестве до 5 %, т. е. вызывает обособление рудного вещества, его ликвиацию.

Прибавление к силикатному расплаву CaO, по Я. И. Ольшанскому, способствует уменьшению объема ионно-электронных об-

ластей, в которых сосредоточивается FeS, так как присутствие Ca^{2+} увеличивает количество Fe^{2+} , покидающего эти области. Это и приводит к снижению растворимости FeS. Таким образом, в расплаве вследствие его микрогетерогенности существует тенденция к расслоению и прибавление кальция обуславливает это расслоение. При обособлении рудного вещества в виде оксидов происходит то же самое, так как сильные катионы Fe^{2+} образуют сиботаксические области, богатые O^{2-} , наоборот, вокруг слабых катионов Ca^{2+} группируются преимущественно SiO_4^{4-} .

Наши экспериментальные исследования, как и более ранние опыты Д. Станфильда, показали удивительно закономерное отделение железа и других металлов от расплава гранита и прочих пород при сплавлении последних с известняками. Возможны и иные механизмы отделения рудного расплава от силикатного.

Пенная флотация

На переносе капель рудной жидкости газовыми пузырями (пенная флотация) остановимся несколько подробнее, так как этот механизм должен быть распространен в природе достаточно широко: во всех случаях газоотделения на разных уровнях земной коры и мантии.

Поведение рудного вещества, отделившегося от магматического силикатного расплава, может быть двояким: в одном случае при кристаллизации расплава оно образует обособленные рудные скопления внутри него, в другом — выносится за пределы расплава и формирует рудные тела уже вне материнской среды. Отделение рудной фазы первоначально выражается в возникновении рассеянных мельчайших капель рудной жидкости. Эти рудные капли сразу же укрупняются, дальше коалесцируют (слияние капелек или пузырьков, объединение их) как сами по себе, так и в основном с помощью пузырьков газа, выделение которых в силу падения давления или диссоциации ассимилируемых известняков происходит одновременно с ликвацией рудной жидкости. Далее рудные капли этими же пузырьками газа транспортируются в верхние части расплава, а затем и за его пределы. Одновременно при этом происходит дальнейшая коалесценция.

Этот процесс во всех его стадиях был хорошо прослежен в опытах по плавлению и кристаллизации смесей силикатных горных пород с известняками. Некоторое представление о его механизме могут дать микрофотографии (рис. 15), отражающие сначала образование отдельных мелких рассеянных капелек, затем небольшую концентрацию рудного вещества в виде также мелких разобщенных выделений вокруг газовых пузырей и образование почти непрерывной каймы из таких выделений с последующим проникновением этой каймы уже внутрь пузыря. Внутри пузыря рудное вещество приобретает уже форму укрупненной капли и этим пузырем выносится наверх, где его и можно наблюдать после затвердения в виде глобулей-шариков. Такие шарики ме-

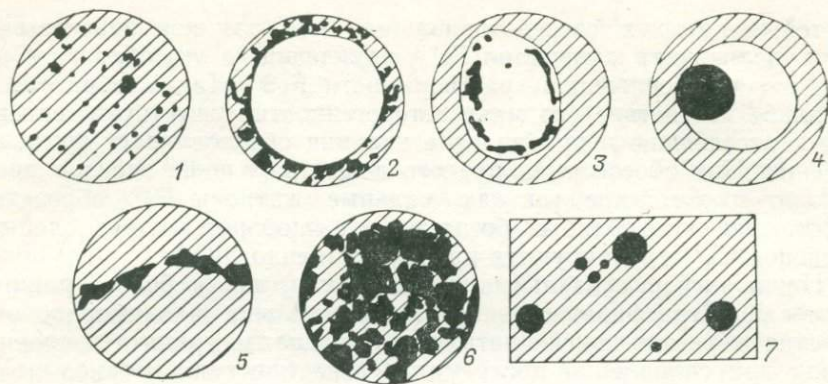


Рис. 15. Механизм сбора и выноса металлов из силикатного расплава по экспериментальным данным (рисунки по микрофотографиям):

1 — рассеянные мелкие капли бывшей электронной жидкости (черное), увел. 290; 2 — скопление металла (черное) вокруг газового пузыря, увел. 150; 3 — проникновение капель металла (черное) внутрь газового пузыря, увел. 125; 4 — капля металла (черное) в газовом пузыре, увел. 60; 5 — выделение металла (черное) по трещине в затвердевшем сплаве гранита с известняком, увел. 180; 6 — агрегат магнетита (черное) на поверхности закристаллизовавшегося сплава гранита с известняком, увел. 190; 7 — шарики металла на поверхности закристаллизовавшегося сплава гранита с известняком, увел. 2

таллического железа, достигающие в проведенных опытах 2 мм в диаметре, располагаются в большинстве случаев над поверхностью закристаллизовавшегося расплава, т. е. они выносятся наружу, иногда своей тяжестью вдавливаясь в застывшую массу расплава. По стенкам тигля шарики могут наблюдаться и выше поверхности расплава.

Опыты свидетельствуют, что и другие металлы ведут себя так же, как и железо. В частности, вынесенные на поверхность расплава шарики металлического железа в качестве примесей содержат извлеченные из гранита или сиенита медь, никель, кобальт, марганец и некоторые другие металлы в довольно значительной концентрации. Например, содержание меди возрастает в десятки и сотни раз. Закономерный характер процесса коалесценции и выноса металлов из расплава, его универсальность подчеркиваются тем, что большинство этих элементов находится в исходных породах в таких малых количествах, что не улавливается даже весьма чувствительным спектральным анализом, а в шариках они оказываются сконцентрированными в весьма заметных количествах.

Такое тонкое извлечение, вероятно, оказывается возможным благодаря нахождению извлекаемых металлов в атомной форме в виде истинного раствора в расплаве и описанному выше характеру расслоения такого расплава.

Вынос вещества с помощью газовых пузырьков наблюдается и в некоторых металлургических процессах. Так, например, в цветной металлургии в шлаковой ванне всплывают капли штейна, которые поднимаются пузырьками сернистого газа, адсорбированными поверхностью этих капель. А. Н. Вольский считал такую

флотацию одним из возможных методов промышленного разделения жидких фаз в металлургии. Действительно, перенос пузырьками газа металлов даже в твердом состоянии применяется в настоящее время и в производстве: например, при удалении меди из свинца, чтобы ускорить всплывание твердых частиц на поверхность, свинцовую ванну обрабатывают сжатым воздухом или парами воды. Пузырьки воздуха или водяного пара, поднимаясь кверху, увлекают за собой взвешенные твердые частицы.

С 1901 г. известен процесс флотации по Поттеру — Дальпрату, при котором тонкоизмельченная руда смешивается с серной кислотой и нагревается паром до 70 °С. Образующиеся в результате действия кислоты на сернистые минералы пузырьки сероводорода выносят сернистые минералы на поверхность воды. Если руда содержит достаточное количество углекислых солей, то образуются также пузырьки углекислого газа, которые значительно способствуют флотации. При современных методах флотации путем вдувания сжатого воздуха или перемешивания образуется бесконечное число мельчайших пузырьков воздуха. Эти пузырьки, поднимаясь кверху, соединяются постепенно в большие пузырьки, к ним прилипают частицы минералов, которые также выносятся наверх.

Весь процесс выделения рудного вещества из магматического расплава аналогичен процессу пенной флотации и распадается на несколько этапов: 1) возникновение мельчайших капелек рудной фазы вследствие ликвиации, 2) коалесценция этих капелек, 3) движение капелек вверх и дальнейшее их собирание.

Движение твердых, жидких и газообразных частиц в жидкой среде в общем виде определяется законом Стокса. Перемещение жидких капель в жидкой среде точнее может быть охарактеризовано уравнением Рыбчинского—Адамара. Взвешенная в жидкой среде жидкая частица под действием силы, равной разности силы тяжести и силы гидростатического давления, будет двигаться вверх или вниз, встречая соответствующее сопротивление среды. В соответствии с уравнением Рыбчинского—Адамара скорость опускания или всплывания капель прямо пропорциональна квадрату радиуса капли и разности плотностей капли и среды и обратно пропорциональна вязкости среды, т. е.

$$V = \frac{2r^2g(d_1 - d)}{3\eta} \frac{\eta + \eta'}{2\eta + 3\eta'}$$

где V — постоянная скорость движения капли, см/с; r — радиус капли, см; g — ускорение силы тяжести, равное 981 см/с²; d_1 — плотность капли, г/см³; d — плотность среды, г/см³; η — коэффициент вязкости среды; η' — коэффициент вязкости капли.

При равенстве $d_1 = d$ очевидно, что $V = 0$ и разделение происходить не будет. При $d_1 > d$ капля опускается, а при $d_1 < d$ всплывает. Эта формула в известных пределах применима и для движения газовых пузырьков. Однако режим движения газовых пузырьков диаметром больше 0,01 см существенно меняется в зависимости

от числа Рейнольдса $Re = v \cdot r / \nu$ (v — скорость движения пузырька; r — радиус пузырька, ν — кинематическая вязкость жидкости, в которой движется пузырек).

Начиная с момента возникновения капель рудного вещества и пузырьков газа, происходят их коагуляция и коалесценция. Особенно интенсивно капли и пузырьки укрупняются при их движении. Коалесценция — самопроизвольный процесс, связанный с уменьшением свободной поверхностной энергии пузырьков вследствие уменьшения их общей поверхности, и по своему механизму он напоминает собирательную рекристаллизацию.

Коалесценция определяется двумя факторами: вероятностью столкновения и вероятностью сцепления (слипания). Вероятность столкновения зависит прежде всего от температуры, определяющей скорость беспорядочного движения частиц, и от концентрации частиц. Вероятность сцепления зависит от ряда факторов. Каждая частица окружена сферой притяжения и, как только в эту сферу попадает другая частица, наступает их соединение. Среднее значение радиуса притяжения частицы в 2—3 раза больше радиуса самой частицы.

Поверхности жидкостей, как известно, обладают заметной адсорбционной способностью. Транспортировка капель рудного вещества вверх, а также предшествующее этому их собиранию, помимо собственной коагуляции, обусловлены адсорбцией этими каплями пузырьков газа, а в иных случаях — прилипанием капель к крупным пузырькам газа. Непосредственной причиной прилипания капель рудного вещества к пузырьку газа служит увеличение сил притяжения между ними. Явления адсорбции, смачивания, прилипания и флотации тесно связаны. Прилипание капель к пузырьку газа, так же как коалесценция капель жидкости или пузырьков газа, — результат стремления свободной поверхностной энергии к минимуму. По А. Н. Фрумкину и другим, сила прилипания между пузырьком газа и каплей жидкости

$$L = 2Pa\delta_{жг} \sin \theta - (Pa^2p - Pa^2P),$$

где a — радиус площади контакта; $\delta_{жг}$ — поверхностное натяжение на разделе расплав — газ; θ — краевой угол смачивания; p — давление газа на стенке пузырька (Pa^2p — сила давления газа внутри пузырька на площадь прилипания); P — гидростатическое давление на уровне прилипания (Pa^2P — сила гидростатического давления на площадь контакта).

С другой стороны, величина адсорбции газов на поверхности жидкости определяется уравнением

$$A = - \frac{C}{RT} \frac{d\delta_{жг}}{dC},$$

где C — концентрация, точнее, активность растворенного газа; $\delta_{жг}$ — поверхностное натяжение на границе газ — жидкость.

В газообразном состоянии площадь, занимаемая адсорбированной пленкой на поверхности, является функцией температуры

и «поверхностного давления», точно так же как и объем, занимаемый газом, является функцией температуры и давления. Законы, связывающие занимаемую площадь с поверхностным давлением и температурой, идентичны законам, связывающим объем газа с приложенным давлением и температурой, причем даже газовая постоянная R остается одной и той же. С увеличением давления газовая пленка на поверхности капли конденсируется и, если температура достаточно низка, может затвердеть.

Пузырьки газа, так же как и капли рудного вещества, самопроизвольно коалесцируют. В. И. Классен экспериментально установил, что чем больше разница диаметров соприкасающихся пузырьков, тем меньшее сближение необходимо для их коалесценции. Микропузырьки (размер менее 0,1 мм) коалесцируют с пузырьками диаметром более 5 мм мгновенно.

Вопрос об участии газовых пузырьков в магматогенном рудообразовании не нов. На большую роль газовых пузырьков при переносе рудного вещества особенно указывал К. Н. Феннер, который представлял в отличие от наших предположений, что металлы из магмы выносятся в виде газовых соединений. По К. Н. Феннеру, некоторые из летучих соединений обладают повышенной способностью для селективного накопления, переноса и повторного отложения металлических компонентов магмы. При благоприятных обстоятельствах небольшие количества металлов, распределенные по всей массе магмы, могут быть таким образом собраны в большие рудные тела. Более вероятно, что именно газы, поднимающиеся через магму, являются первичными агентами переноса металлических соединений в вышележащую породу, а не поздние гидротермальные растворы.

К. Н. Феннер описал характер «работы» пузырьков. Согласно хорошо известному принципу, пузырек, состоящий из газов (H_2O , HCl , CO_2 , H_2S и др.) и поднимающийся в магме, служит камерой, где собираются другие газы с очень малым давлением паров. Последние перегоняются в пузырек таким образом, как если бы он представлял собой вакуум, независимо от того, какое давление существует вокруг него. Подобное явление часто используется при технических процессах. В описываемых условиях оно должно оказаться весьма эффективным и привести к собиранию и удалению из магмы веществ, обладающих малым и средним давлением пара. А. М. Бэтман, анализируя выводы К. Н. Феннера, также считает, что газовый перенос должен быть эффективным средством концентрации и транспортировки металлов из магмы в верхнюю часть магматической камеры или в вышележащие породы и играть важную роль в образовании рудных месторождений.

Газовые пузырьки вместе с грузом металлов поднимаются общим фронтом строго вертикально вверх только в однородной жидкой среде. В случае твердых пород кровли или затвердевших внешних частей самого интрузива такое движение, естественно, затруднено и газы вынуждены искать свободные пути выхода кверху, устремляясь в благоприятные в структурном отношении

участки и концентрируясь, таким образом, в определенные струи. Газоотделение происходит не со всей поверхности расплава, а только в узких локализованных участках, что способствует еще большему собиранию рудного вещества и формированию крупных рудных тел.

Рудные тела образуются в нарушенных участках кровли, где газы для своего выхода могут использовать самые различные трещины, разломы и прочие структурно-тектонические нарушения. Подобное явление, когда затвердевание расплава предшествует выносу рудного вещества, удалось наблюдать и в лабораторных опытах по плавлению и кристаллизации смесей силикатных горных пород с известняками; рудное вещество, не успев достигнуть поверхности, отложилось по трещинам в затвердевшем расплаве (см. рис. 15).

Геохимические наблюдения выноса

Экспериментальными исследованиями установлены возможные механизмы отделения металлоносных растворов от магматического расплава. Однако эксперимент только подсказывает возможные варианты хода природного процесса. В основе же теоретических построений, моделей и гипотез рудообразования всегда должны лежать геологические факты и наблюдения. Любая дополнительная геолого-геохимическая информация о поведении металлов в магматических образованиях представляет значительный интерес, поскольку расширяет имеющиеся знания о формировании рудоносных магм и растворов. С этой точки зрения обширные и пока еще не полностью использованные возможности заключает в себе детальное комплексное изучение включений расплавов и растворов в минералах магматических горных пород современными методами термобарогеохимии. Примером могут служить результаты исследования включений в кислых дифференциатах андезитобазальтовых магм из рудных районов о-ва Кунашир, полученные И. В. Банщиковой.

Объектами изучения служили голоценовые экструзивные андезитодациты вулкана Менделеева и третичные гранодиориты мыса Мечникова — аналоги указанных андезитодацитов. С андезитодацитами пространственно и во времени ассоциирует колчеданное месторождение Раусу. С гранодиоритами оз. Валентина, подобными гранодиоритам мыса Мечникова, связано полиметаллическое месторождение.

Изучение динамики кристаллизации андезитодацитов и гранодиоритов основывалось на совокупности следующих признаков вкрапленников и сопутствующих минералов: 1) состав, морфология кристаллов и характер изменения их во времени; 2) следы внутри- и посткристаллизационных внешних воздействий (коррозия, оплавление, трещиноватость, перемещение); 3) положение включений в теле минералов, температура гомогенизации, состав и степень раскристаллизации их вещества. Изучение этих призна-

ков позволило установить температурные интервалы, относительные глубины кристаллизации породообразующих минералов, а также относительные темпы перемещения магм. Были выявлены включения, представляющие собой микропорции различных магм: изначальных мантийных, глубинных, сравнительно недавно поступивших в приповерхностную камеру; магм, продолжительное время находившихся, «выстоявшихся» в этой камере; автогенных расплавов-рассолов (табл. 9).

В результате исследований динамика кристаллизации экструзивных андезитодацитов представляется следующим образом.

1. Ядерные части ряда наиболее крупных фенокристаллов плагиоклаза кристаллизовались в стабильных, вероятно, глубинных условиях, поскольку полностью лишены сингенетичных включений и имеют более натриевый состав (№ 43—40), чем внешние части (>№ 70), от которых они отделены характерной зоной оплавления.

2. Основная часть вкрапленников плагиоклаза (состава № 75—55) кристаллизовалась в условиях равномерного и сравнительно быстрого подъема магм (обильные стекловатые включения по зонам роста) в интервале температур 1385—1290 °С с кратковременным замедлением темпа (частично раскристаллизованные включения) при температуре 1350 °С. Несколько ниже 1290 °С (стекловатые включения в наружной зоне) произошли интенсивное дробление и коррозия вкрапленников, приведшие к образованию «залитов» стекла и существенному увеличению объема газовой фазы, что могло быть вызвано резкой сменой РТ-параметров и интенсивным перемещением магмы. Температурный разрыв между концом выделения фенокристаллов плагиоклаза (1290 °С) и началом кристаллизации кварца (1150 °С) составил 140 °С и, очевидно, соответствовал поступлению магмы в приповерхностную камеру.

3. Фенокристаллы кварца образовались в приповерхностной камере вулкана в температурном интервале 1150—980 °С в спокойной обстановке (без перепадов параметров и перемещений магм). Магмы спокойно «выстаивались» в камере в течение всего процесса кристаллизации кварца. Кристаллы кварца отличаются редкостной чистотой и прозрачностью, не имеют следов коррозии и почти лишены трещин. Включения в этом температурном интервале почти не образовывались.

Одним из основных механизмов магматической дифференциации вещества в приповерхностной камере являлось всплывание легких кристаллов, что отчетливо видно по соотношению фенокристаллов и основной массы в обломках первичной корки экструзии (5—10 %) и в цементирующей ее массе породы (до 70 %). В период выжимания экструзивного купола лавы имели температуру около 960 °С, о чем свидетельствуют очень крупные включения в редких трещинах залечивания. Эти наиболее поздние включения помимо стекловатой фазы и многочисленных мелких пузырьков

Содержание рудных элементов во включениях расплавов и растворов пород о-ва Кунашир

Порода	Тип включения*	Первичное заполнение включений	T _{гом} , °C	Содержание, % (масс.)				Pb : Zn : Cu	Σ металлов : Na
				Pb	Zn	Cu	Ag		
Гранодиориты (интрузивное тело мыса Мечникова)	Ж ≥ Г	Малоцентрированный хлоридно-натриевый раствор	215—240	Не определялись					
	Ж > К ≥ Г	Высококонцентрированный хлоридно-натриевый раствор	360—420	0,017	0,28	0,8	7 · 10 ⁻⁵	1 : 16,5 : 4,7	1 : 5
	К ≥ Ж ≥ Г	Гидротермальная рапа	510—565	0,012	0,20	0,06	4 · 10 ⁻⁵	1 : 16,7 : 5	
Андезитодациты (экструзивный купол вулкана Менделеева)	А _c ≥ Г	Силикатно-солевой расплав после выстаивания в приповерхностной камере	950—980	0,006	0,08	0,03	2 · 10 ⁻⁵	1 : 13,3 : 5	1 : 100
	Г + К		1180	0,0024	0,02	0,01	1 · 10 ⁻⁵	1 : 8,3 : 4,2	
	А _c ≥ Г	Глубинный силикатный расплав, поступивший в приповерхностную камеру	1290—1380	Не определялись					
	А _c ≥ Г	Глубинный магматический силикатный расплав							
		Содержание в андезитодацитах		0,0012	0,009	0,006	7 · 10 ⁻⁶	1 : 7,5 : 5	
		То же, в гранодиоритах		0,0014	0,009	0,006	6 · 10 ⁻⁶	1 : 6,4 : 4,3	

* Ж — жидкость, Г — газ, К — твердая фаза, А_c — расплав.

ков газа содержат кристаллики соли, часто в виде сферолитов. В газовых пузырьках различимы две фазы углекислоты.

Таким образом, минералообразующий расплав в процессе становления андезитодацитов экструзивного купола вулкана Менделеева эволюционировал от глубинного силикатного к силикатно-солевому расплаву приповерхностной камеры.

На глубине, где остывание идет медленнее и в относительно закрытой системе, неизбежна более полная эволюция физических состояний расплава, что можно проследить на примере становления интрузивного тела мыса Мечникова (в основании вулканической постройки Менделеева). Кварц гранодиоритов, подобно кварцу андезитодацитов, кристаллизовался на месте становления интрузивного тела (в магматической камере) в исключительно спокойной обстановке: перемещений магмы, иных разрядок тектонических напряжений и существенных перепадов параметров в магматический этап формирования кварца, очевидно, не происходило. Выделения кварца прозрачны, лишены следов коррозии и ранних (магматических) трещин и почти не содержат первичных включений. Включения магматического этапа (раскристаллизованные, с температурой гомогенизации 1010—1005 °С) единичны.

Очень широко представлен включениями послемагматический этап становления интрузивного тела. Среди включений этого типа, четко вторичных по отношению к магматическому кварцу, выделяются: 1) включения гидротермальной рапы с температурой гомогенизации 565—510 °С в системе полигональных трещин $\alpha \rightarrow \beta$ трансформации кварца; 2) включения высококонцентрированных хлоридно-натриевых растворов с температурами 420 и 380—360 °С в трещинах охлаждения. Оба типа включений равномерно насыщают кварц во всех частях интрузивного тела, располагаясь в решетке залеченных трещинок нетектонического происхождения. Более поздние включения малоконцентрированных растворов с температурами 240—215 °С приурочены уже к мелким трещинам с элементами ориентировки, что указывает на их связь со слабыми тектоническими движениями, но встречаются они редко.

Таким образом, остывание магмы и становление интрузивного тела мыса Мечникова происходило в тектонически спокойной обстановке.

Детальное изучение динамики и параметров кристаллизации экструзивного и интрузивного тел вулканической постройки Менделеева по включениям позволило воссоздать единый эволюционный ряд физических состояний минералообразующих сред по вертикали мантия—кора: глубинный расплав — коровый расплав — гидротермальная высокотемпературная рапа — высококонцентрированный хлоридно-натриевый раствор — малоконцентрированный раствор.

Изучение состава включений с помощью высокочувствительного микроспектрального анализа позволило вполне отчетливо установить важнейшую закономерность отделения от силикатного расплава рассеянных металлов в ходе его эволюции. В процессе кри-

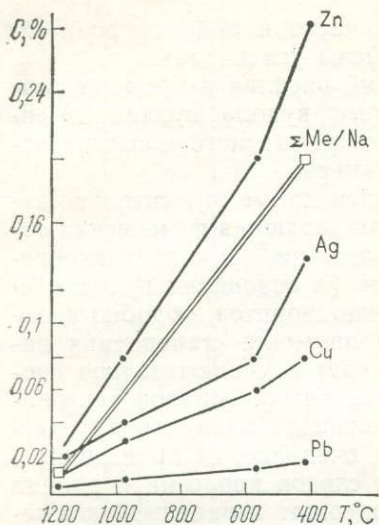


Рис. 16. Содержание металлов и изменение $\Sigma Me/Na$ в расплавных и газожидких включениях в зависимости от температуры их консервации в ходе единого процесса (для Ag содержание $n \times 10^{-5}$)

Таким образом, в конкретной геологической обстановке существует реальная возможность отделения рудообразующих халькофильных растворов от силикатного магматического расплава в ходе его внедрения и последующего становления интрузива. Зарождение и отделение рудообразующих растворов, рудного вещества происходит не одноактно в постмагматическую стадию, а закономерно сопровождает весь длительный магматический процесс, начиная с самых первых его этапов. Материалы исследования еще раз подтверждают органичность связи процессов магматизма и рудообразования, гармоничное сочетание их в ходе эволюции земного вещества, еще раз свидетельствуют в пользу общеизвестного представления о том, что наиболее благоприятны для полного отделения рудного вещества интрузивные условия.

Изучение магматических образований и месторождений о-ва Кунашир, а также результаты исследования наложенных включений в трещинных системах разного возраста и происхождения, включений в жильных образованиях, характеризующих условия не только отделения и переноса вещества, но и его кристаллизации с формированием рудных тел, позволили проследить всю дальнейшую эволюцию отделившегося рудного вещества.

Как показано в гл. III, возможность отделения металлов от расплава в период его кристаллизации мы попытались проверить

таллизации и становления магматических тел при закономерном падении температуры наблюдается также закономерное все более нарастающее отделение халькофильных металлов от расплава, четко зафиксированное резким последовательным увеличением их содержания при переходе от ранних высокотемпературных включений расплавов к поздним, заполненным водными хлоридно-натриевыми растворами (рис. 16).

Содержание свинца, цинка и меди во включениях с температурой гомогенизации 360—420 °C на порядок выше концентрации этих металлов в силикатных включениях, плавящихся при 1180 °C; одновременно с этим отношение суммы металлов к натрию изменяется в 20 раз. Концентрация исследованных металлов в постмагматических включениях превышает в десятки раз их современное среднее содержание (кларк) в материнских андезиодацитах и гранодиоритах.

также и иным методом: путем сопоставления содержаний металлов в паре стекло — кристаллический аналог. Выяснилось, что обнаруженные полтора десятка металлов принципиально могут отделяться от расплава при его кристаллизации в количестве от 5 до 95 % их общего содержания.

ВЫНОС МЕТАЛЛОВ ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД

Газово-жидкие флюиды легко экстрагируют рассеянные рудные элементы и из твердых горных пород. Серии простых опытов показывают, что даже водяной пар в этом отношении весьма агрессивен [10].

Некоторые экспериментальные данные

Воздействие водяного пара на гранит. В результате обработки паром в течение нескольких суток приконтактной части затвердевшего гранита из него были вынесены элементы-примеси и породообразующие элементы; при этом наблюдалось характерное осветление породы. Вынос примесей при температуре 600 °С весьма значителен и составляет 50—99 % исходного их содержания (табл. 10). Здесь, так же как и в предыдущих опытах, проявляется принцип дифференциальной подвижности элементов.

Воздействие водяного пара на калиевый полевоы шпат. Особенно убедительным показателем высокой активности водяного пара служат результаты его воздействия на различные силикатные минералы даже при невысоких температурах. Так, например, при пропускании водяного пара через дробленый до 2 мм калиевый полевоы шпат при температуре 300 °С в течение 4 сут в сухом остатке его конденсата обнаруживается большое число элементов, вынесенных из полевоы шпата. Суммарное количество выносимых паром химических элементов из 280 г полевоы шпата за 1 ч в расчете на сухое вещество составляет $1,6 \cdot 10^{-4}$ мг. Выносятся при этом не только минералообразующие Si, Al, Na, но и такие рассеянные элементы, как Ga, Be, Ni и др.

Таблица 10

Вынос водяным паром химических элементов из гранита

Элемент	Содержание, %		Вынос элементов из осветленной зоны, %
	в исходном граните	в обработанной паром осветленной зоне	
Pb	0,23	0,050	78
Be	0,12	0,060	50
V	0,23	0,084	63
Ti	0,75	0,030	96
Co	0,23	0,030	87
Ni	0,23	0,023	90
Cr	0,50	0,003	99
Rb	0,23	0,044	98

Вынос химических элементов нагретым водяным паром из некоторых породообразующих минералов при $T = 300^\circ \text{C}$

Минерал (Фракция -2,0+ +0,5 мм)	Масса пробы, кг	Продолжи- тельность опыта, ч	Вынос за 1 сут из 1 кг пробы, мг											
			Всего	Fe	Ni	Co	Mn	Ti	V	Cu	Pb	Cr		
Калие- вый по- левой шпат То же Биотит	0,37	95	22,6	0,68	0,014	0,0007	0,015	0,06	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	—
			3,1 12,3	0,19 0,001	0,0002 —	—	0,02 0,0007	0,0002	0,0001	0,0003 0,0007	—	0,0003		

Контактовое взаимодействие силикатных пород и известняка при участии водяного пара. Большая активность водяного пара установлена в случае его пропускания через контактовую зону диабазы и известняка, а также гранита и известняка при температурах всего $300-350^\circ \text{C}$ и продолжительности опытов несколько суток. В этих условиях наблюдается совершенно отчетливое перемещение компонентов с образованием модели биметасоматических зон. В контактовой зоне известняка и диабазы известняк оказался значительно обогащенным Si, Al, Na, Cu, а в диабазе уменьшилось содержание Si и Fe, но увеличилось количество Al и Cu. Направление этих преобразований соответствует наблюдаемому в природе процессу метасоматической десиликации, который открыл и теоретически исследовал Д. С. Коржинский. Как и в предыдущих опытах, водяным паром из диабазы оказался вынесенным ряд элементов. Так, в сухом остатке его конденсата обнаружены заметные количества Al, Fe, Si, Ca, Mg, Cu, Mn.

В опытах при пропускании водяного пара через контактовую зону полевого шпата и известняка (при такой же невысокой температуре) последний в контактовой зоне обогатился натрием, алюминием, кремнием.

Следовательно, газы могут выполнять большую и разнообразную работу при эндогенном рудообразовании. Особенно следует подчеркнуть важную роль газов в улавливании и концентрировании металлов, рассеянных в твердой горной породе.

Ряд последующих экспериментов подтвердил вынос нагретым водяным паром из полевого шпата и слюды в заметных количествах не только минералообразующих, но и рассеянных элементов даже при 300 °С, т. е. весьма умеренной температуре (табл. 11).

В целом опыты с нагретым водяным паром свидетельствуют: 1) газы оказывают агрессивное воздействие на твердые горные породы и интенсивно выносят из этих пород металлы-примеси; 2) газы — благоприятная среда для контактового взаимодействия и реакционного обмена компонентами между породами [10].

Легкость экстракции рассеянных металлов

Большая агрессивность водных растворов даже при низких температурах общеизвестна. Следует только подчеркнуть, что наряду с выщелачиванием пороодообразующих элементов эти растворы экстрагируют и рассеянные металлы, в том числе и распространенные повсеместно. Рассеянные металлы — неисчерпаемый источник для образования рудных месторождений. В последних сосредоточена только незначительная часть любого металла и по сравнению с существующими возможностями природа тратит совсем небольшие усилия для их концентрации. Сочетание широкого распространения металлов в горных породах с их легкой экстракцией и переносом циркулирующими водами или газами в благоприятных тектонических и термодинамических условиях неизбежно должно привести к образованию рудных месторождений.

Более легкая экстракция рассеянных металлов по сравнению с пороодообразующими элементами обусловлена в первую очередь их нахождением в рассеянной молекулярной или атомарной форме или же в виде самостоятельных субмикроскопических минеральных индивидуумов (сульфидов или оксидов). Из калиевого полевого шпата, например, железо выносится намного больше, чем из биотита (см. табл. 11), хотя в полевом шпате его содержание и незначительно.

В экзогенных условиях значительную роль в экстракции металлов могут играть *бактерии*. Давно известен опыт промышленного бактериального выщелачивания меди из бедных сульфидных руд и отвалов с применением культур *Thiobacillus ferrooxidans*, *Thiobacillus thiooxidans*. Процесс бактериальной экстракции меди, применяемый в промышленности, протекает медленно, но в условиях геологического времени его скорость оказывается очень большой.

Хорошим экстрагентом рассеянных металлов по полноте извлечения и легкости миграции может служить органическое вещество, большое значение которого в последнее время становится все очевиднее. Подтверждением этому служат: а) разнообразие устойчивых металлоорганических комплексных соединений, б) большая роль органических соединений в экстракции и разделении металлов в радиохимии, аналитической химии, ядерной технологии; избирательная экстракция с помощью органических комплексов, например, дает возможность определять содержание миллионных долей тория в породах; в) постоянное присутствие метана, тяжелых

углеводородов и твердых битумов в различных горных породах и рудах.

Многие типы месторождений образованы металлами, извлеченными из твердых горных пород. В этом извлечении могут участвовать воды самого различного происхождения. В частности, в последние годы активно обсуждается (со все большим привлечением различных фактов и аргументов) массовое участие в рудообразовании океанической (морской) воды.

Извлечение металлов происходит в условиях гидротермальной переработки пород и сопровождается образованием метаморфических минеральных ассоциаций. Так, распространенный процесс спилитизации вулканитов во всех случаях, вероятно, способствует попутной мобилизации металлов и их накоплению в сульфидных стратиформных месторождениях.

Дифференциация при экстракции и переносе

Как показывают описанные выше опыты, неодинаковая степень извлечения разных металлов различными экстрагентами приводит к дифференциации их в растворах, к разной подвижности, а отсюда — к зональной разобщенности мест их концентрации.

В области коммуникаций расстояние от первоисточника (места сбора) металлов до места рудоотложения для разных генетических групп и классов эндогенных месторождений может быть весьма различным. В замкнутой системе магматических камер при образовании собственно магматических месторождений оно будет наименьшим и определяется размерами камеры. Небольшое оно и для месторождений интраинтрузивного класса, располагающихся в непосредственной близости от материнских интрузивов. Значительно удалены от первоисточника месторождения апоинтрузивного класса и весьма далеки — месторождения, связанные с глубинно-мантийным магматизмом и интрателлурическими растворами. Степень удаления от первоисточника может влиять на величину коэффициента концентрации металлов в месторождениях. Особо это характерно для ртути и сурьмы.

Для большинства месторождений осадочного цикла область сбора и мобилизации металлов и область коммуникаций совпадают. В латерально-зональном ряду вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных месторождений по степени удаления от источника выделяются проксимальная и дистальная группы.

Несмотря на широкую и глубокую дифференциацию металлов на всех предыдущих этапах и разобщенность их первоисточников, в многокомпонентный рудообразующий раствор поступают все же их коллективные ассоциации. Дальнейшая дифференциация рудного вещества осуществляется уже в ходе движения рудоносного раствора, сопровождающегося последовательным отложением промышленных руд отдельных металлов или их тесных малых ассоциаций. В этом случае в пространственном распределении месторождений наиболее ярко проявляется закон геохимической зональ-

ности, который для околотрузивных постмагматических месторождений, как известно, был отмечен еще В. Эммонсом [3]. Контрастная вертикальная и латеральная зональность размещения, свойственная месторождениям вулканогенно-осадочного цикла, наблюдается в связи с зонами Заварицкого—Беньофа [29]. Она всегда может быть предугадана в любых геологических структурах и ситуациях, так как совпадает с направленным движением рудообразующего раствора. Дифференциация вещества с пространственно-зональным распределением металлов завершается в области собственно рудоотложения.

СОСТАВ, СВОЙСТВА И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДООБРАЗУЮЩЕГО РАСТВОРА

Реальный рудообразующий раствор всегда представляет собой сложную систему: *жидкое растворенное вещество — растворенный газ — растворитель*. Наибольшее внимание уделяется изучению состава и поведения растворенных веществ в жидкой фазе, хотя не меньшее значение для рудообразования имеют и растворенные газы и свойства самого растворителя — воды. Универсальным растворителем, извлекающим металлы из первоисточника и осуществляющим их перенос к месту рудоотложения, является вода, хотя уже сложилось достаточно устойчивое представление о гидротермальном рудообразующем растворе (флюиде) как о газированной жидкости с непременным и довольно значительным содержанием газовой составляющей.

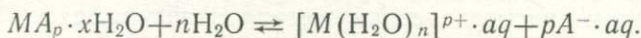
Жидкое растворенное вещество

Рудообразующий раствор имеет весьма сложный многокомпонентный состав и включает всегда несколько десятков растворимых соединений металлов. Достаточно сказать, что в геохимической поисковой практике в качестве индикаторов первичных ореолов используются закономерности поведения до 15—20 химических элементов одновременно. Общеизвестно, что единственная возможность эффективной концентрации большинства металлов в эндогенных месторождениях — их перенос в виде комплексных ионов и молекул. Стандартность рудоотложения при универсальной его зональной последовательности связана именно с тем, что осаждающиеся металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией.

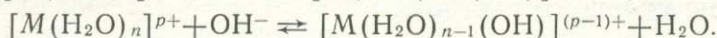
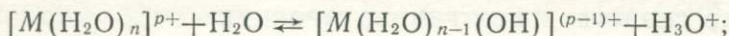
При повышенных температурах и давлениях, соответствующих условиям формирования рудных месторождений, внутреннее строение, состояние и свойства растворов существенно иные, чем в обычных условиях. Основной закономерностью поведения растворенного вещества в водных растворах электролитов является его стремление к ассоциации, агрегированию при повышении температуры и давления, приводящее к комплексообразованию и полимеризации.

Это, в свою очередь, резко повышает растворимость и термическую устойчивость растворов.

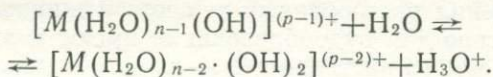
Особенно характерно для водных растворов химическое взаимодействие между ионами металлов и молекулами воды (гидролитическая полимеризация), в результате чего возникают многоядерные комплексные соединения, представляющие собой координационные полимеры. При растворении соли $MA_p \cdot xH_2O$ в воде вначале происходит гидратация ионов:



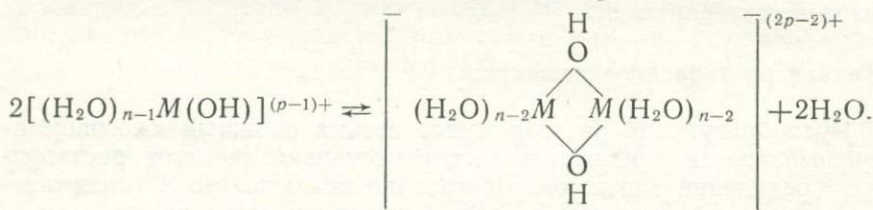
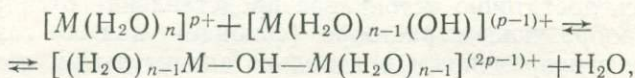
Координационно-связанные с центральным атомом молекулы воды теряют атомы водорода или заменяются ионами OH^- из раствора:



В результате возможно образование комплексов с одним, двумя или бóльшим числом координационно-связанных гидроксидных групп у центрального атома:



Далее следует гидролитическая координационная полимеризация:



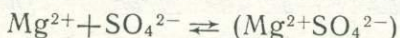
Эти реакции могут продолжаться с образованием координационных полимеров повышенной массы с тремя, четырьмя, шестью и большим числом металлических ядер. В многокомпонентных системах сложного состава, какими являются рудоносные растворы, многоядерные полимерные комплексы будут образовывать не только ионы OH^- ; в этих растворах в большом количестве будут находиться комплексы со смешанными аддендами.

Комплексные соединения металлов сильно растворимы в парах и газах, устойчивы при повышении температуры и в газовых растворах. При переходе от жидкой к газовой фазе комплексы могут сохраняться, что в первую очередь подтверждается отсутствием прерывности растворимости вблизи критической точки, устанавливаемым многими экспериментальными работами. Внутреннее равновесие в гидротермальных растворах определяется образованием или диссоциацией комплексов в зависимости от температуры, дав-

ления и состава раствора, диэлектрических и термодинамических свойств растворителя, размера, заряда и термодинамических свойств ионов, а также еще от многих других факторов. По Г. Хельгесону [5], большинство этих параметров находит отражение в изменении стандартной энтропии, сопровождающем образование комплексов и представляющем собой меру их устойчивости. Корреляция устойчивости комплексов с энтропией воды позволяет оценить возможность комплексообразования в гидротермальных растворах при повышенных температурах и давлениях.

Большое значение повышения температуры для координационной гидролитической полимеризации можно проиллюстрировать простым примером, заимствованным из экспериментальных данных Н. Б. Леках и И. С. Галинкера [3]. Согласно их данным, при 25 °С в 0,1 М растворе феррисульфата равновесное отношение ионов водорода к свободным ионам железа равно 0,055, а при 260 °С — 1250, т. е. отношение увеличивается в 22 000 раз. Таким образом, полнота гидролиза при повышенных температурах на несколько порядков отличается от полноты гидролиза при комнатной температуре. Сильно диссоциированные при 25 °С кислоты и основания (например, HCl и KOH) при надкритических температурах становятся высокоассоциированными. Повышение температуры ведет к образованию таких ассоциаций, как ионные пары, утроенные ионы или еще более сложные ассоциаты.

Возникновение подобных ассоциатов вызывает и рост давления. Так, например, по С. Д. Хамману [3], константа ассоциации сульфата магния с повышением давления от 1 до 200 МПа увеличивается вдвое вследствие образования ионной пары



с расстоянием между центрами ионов 0,4 нм.

В последнее десятилетие появилось значительное количество работ, посвященных исследованию электропроводности растворов электролитов при высоких температурах и давлениях. На основании измерения электропроводности была получена возможность расчета констант диссоциации солей, кислот и оснований в условиях, близких к гидротермальным. Эти данные, а также экспериментальные работы по моделированию природных процессов позволяют правильнее представить себе состояние растворенного вещества и растворителя, формы переноса компонентов, pH минералообразующей среды и возможные реакции, протекающие при взаимодействии растворов с вмещающими породами.

Температура максимальной удельной электропроводности для разных растворов различна и зависит от концентрации электролита, заряда ионов и их размеров. При увеличении валентности ионов и уменьшении их радиусов следует ожидать смещения максимума электропроводности в сторону более низких температур в связи с тем, что в этих случаях ионы взаимодействуют более интенсивно, что, в свою очередь, вызывает объединение ионов в агрегаты и молекулы уже при более низких температурах. Такие электролиты,

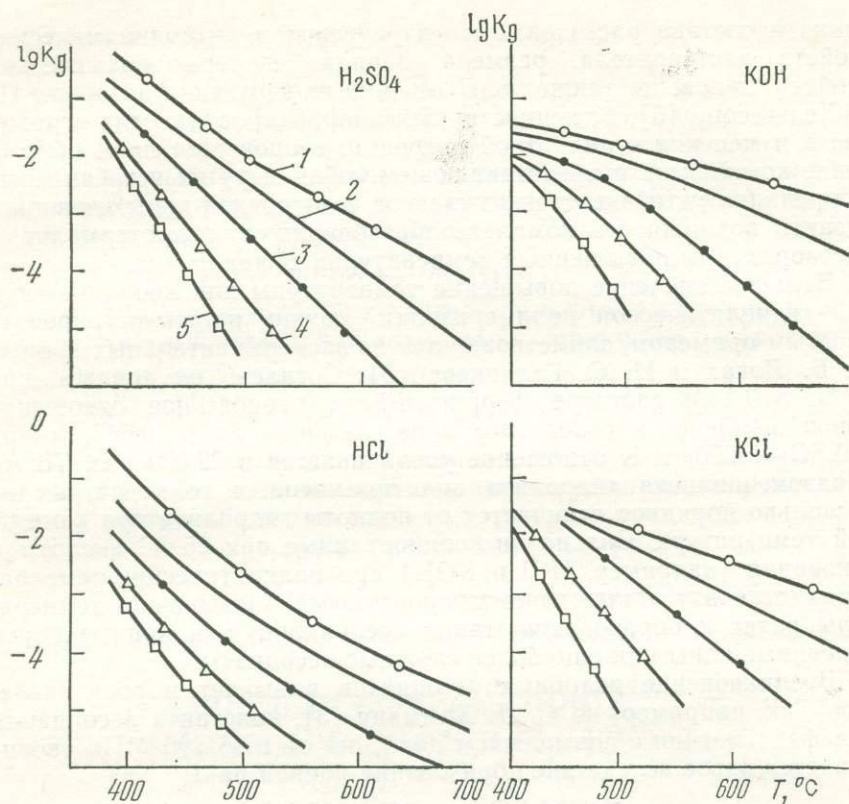


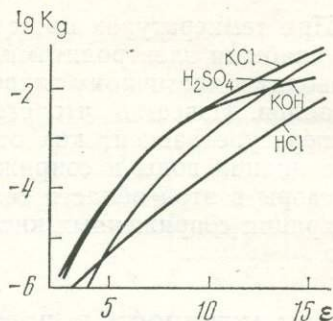
Рис. 17. Зависимость диссоциации электролитов K_d от температуры при различном давлении (кривые построены по данным Е. Франка, А. Квиста и др.):

1 — 200; 2 — 150; 3 — 100; 4 — 70; 5 — 55 МПа

как NaCl и HCl , значительно ассоциированы только в близкритической области. Для большинства изученных хлоридов щелочноземельных металлов кривая зависимости удельной электропроводности от температуры имеет максимум в области $215\text{--}230\text{ }^\circ\text{C}$, у сернокислых цинка и кадмия она опускается до $100\text{--}113\text{ }^\circ\text{C}$, а для трехвалентных ионов металлов составляет не более $60\text{ }^\circ\text{C}$. Для многих слабых оснований, обладающих большими зарядами и малыми радиусами ионов, уже в стандартных условиях обнаруживается существование сложных ассоциатов — полиядерных комплексов. Их количество и сложность зависят от присутствия группы OH^- , которая служит мостиком между катионами.

Во всех случаях с ростом температуры степень гидролиза возрастает и достигает значительных величин, что способствует образованию крупных гидрополимерных группировок в слабых электролитах. В гидротермальных растворах должны возникать, в частности, полиядерные анионные группировки, характерные для воль-

Рис. 18. Зависимость диссоциации различных электролитов K_d от диэлектрической постоянной воды ϵ при давлении 100 МПа. По А. Квисту и В. Маршаллу



фрама, молибдена, бора, серы и т. п. Устойчивость полисульфидных соединений металлов при высоких температурах исследована пока недостаточно, хотя некоторые доказательства повышения устойчивости молекул H_2S_x с ростом температуры вплоть до критической области имеются. Рудные компоненты в тех случаях, когда они являются солями слабых оснований и сильных кислот, сильных оснований и слабых кислот или же слабых оснований и слабых кислот, переносятся в гидротермальных условиях в виде полимерных соединений соответственно катионного, анионного или же смешанного типа.

Степень диссоциации сильных электролитов значительно уменьшается с ростом температуры (рис. 17). В надкритической области повышение степени ионной ассоциации с уменьшением плотности пара соответствует теоретическим представлениям о поведении сильных электролитов в растворителях с низкой диэлектрической постоянной. Чем меньше диэлектрическая постоянная, тем больше вероятность, что в растворе положительные и отрицательные ионы будут соединяться друг с другом, т. е. в первом приближении можно принять, что сила кислот и оснований зависит лишь от диэлектрической постоянной среды и не зависит от других свойств растворителя (рис. 18).

В среде с низкой диэлектрической постоянной притяжение ионов превышает притяжение молекул растворителя, что ведет к ассоциации электролитов. В свою очередь, высокая степень ассоциации сильных (в нормальных условиях) электролитов в гидротермальном растворе способствует устойчивости полимерных и комплексных соединений, в которых переносятся рудные элементы. Для элементов, имеющих высокий заряд и небольшой радиус ионов, реакции комплексообразования особенно характерны, причем устойчивость соединений с уменьшением диэлектрической проницаемости среды более возрастает для комплексов, не имеющих электрического заряда, по сравнению с комплексами, несущими заряд. Количественные данные строгого расчета констант устойчивости комплексных соединений в области пред- и надкритических температур отсутствуют, но многочисленные косвенные доказательства подтверждают их устойчивость в этих условиях.

При температурах выше 400 °С HCl и H₂SO₄ оказываются более слабыми электролитами, чем KOH и NaOH (см. рис. 18), что приводит к частичному гидролизу хлоридов и сульфатов щелочных металлов. Известно, что степень гидролиза соли при постоянной температуре зависит как от ее концентрации, так и от констант диссоциации воды и сопряженных кислоты и основания. Поэтому растворы в этой области температур даже при значительной концентрации сопряженных кислот могут иметь слабощелочную реакцию.

ОЦЕНКА АКТИВНОСТИ ВОДОРОДНЫХ ИОНОВ

Воссоздание форм переноса и условий отложения химических элементов в гидротермальных рудообразующих процессах должно осуществляться с учетом многих факторов, главнейшими из которых являются состав минералообразующих растворов, свойства растворенных веществ в условиях высоких температур и изменение режима кислотности—щелочности в ходе эволюции растворов. Определяющая роль кислотности рудообразующих растворов при растворении отдельных соединений, их дифференциальном перемещении, а также отложении минералов и направлении реакций с вмещающими породами вызывает необходимость количественной оценки изменения ее величины и выяснения основных причин, приводящих к изменению кислотно-основных свойств раствора в одном и том же потоке.

С этой целью была вычислена активность водородных ионов в водном растворе кислоты, а также кислоты и соли для широкого диапазона температур и давлений. Основой для расчета служили данные по электропроводности разбавленных растворов HCl и KCl, полученные Е. У. Франком и А. А. Нойесом. Данные вычислений сведены в табл. 12 и 13, на основании которых построены графики (рис. 19) в координатах $\lg a_{H^+} - T$. Активность водородных ионов в водном растворе HCl растет с понижением температуры (см. рис. 19, А) и достигает своего максимума в интервале температур 400—300 °С; при дальнейшем снижении температуры активность почти постоянна. Такое изменение активности подтверждает вывод Д. С. Коржинского, что максимальная кислотность в различных месторождениях может приходиться на разные температурные стадии.

В рудообразующих растворах обязательно присутствуют такие соли, как KCl и NaCl, которые содержатся в исходном растворе или появляются в результате реакции кислоты с вмещающими породами; их постоянное присутствие устанавливается, в частности, при анализе газово-жидких включений в минералах. При высоких температурах KCl и NaCl являются более сильными электролитами, чем HCl; константы их диссоциации превышают константы диссоциации HCl на полтора—два порядка. Нахождение в растворе этих хлоридов значительно увеличивает ионную силу, что снижает

Таблица 12

Значения рН водного HCl (числитель) и HCl+KCl (знаменатель)
в зависимости от плотности и температуры

Температура, °C	Плотность, г/см ³						
	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
300	—					2,13 2,16	2,09 2,11
400	3,95* 4,55	3,55 4,19	3,13 3,71	2,72 3,10	2,33 2,48	2,11 2,12	—
500	4,04 4,58	3,60 4,27	3,24 3,88	2,88 3,37	2,44 2,68	—	—
600	4,10 4,59	3,79 4,54	3,40 4,15	3,08 3,72	—	—	—
700	4,32 4,87	3,97 4,79	3,55 4,41	—	—	—	—

Примечание. Концентрация HCl и KCl — 0,01 моль/кг при $T=18$ °C.

Таблица 13

Значения рН водного раствора различных электролитов в зависимости от температуры

Температура, °C	Электролиты	
	HCl	HCl + KCl
100	2,09	2,11
156	2,13	2,15
218	2,18	2,20
281	2,28	2,30
306	2,36	2,39

Примечание. Концентрация HCl и KCl — 0,01 моль/кг при $T=18$ °C.

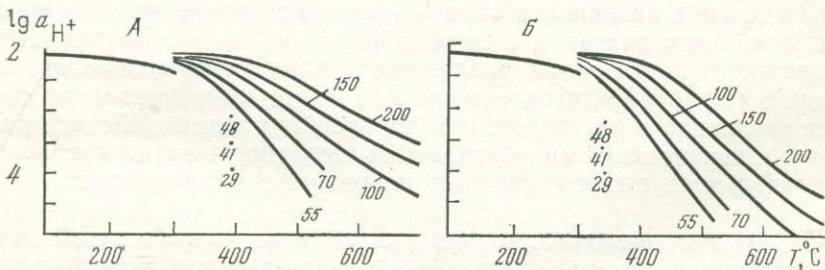


Рис. 19. Зависимость рН водного раствора HCl (А) и раствора HCl+KCl (Б) от температуры при различных давлениях (цифры на кривых в МПа)

коэффициенты активности других присутствующих ионов, в том числе и ионов водорода. Кроме того, растворы, содержащие слабую кислоту и более сильную соль, обладают буферными свойствами. Это позволяет при заданной концентрации и соотношении HCl и KCl (или NaCl) оценить значение активности водородных ионов в растворах, особенно при температурах $350\text{--}700^\circ\text{C}$, так как указанные электролиты относятся к наиболее сильным и присутствие других кислот (HF , H_2S , H_2CO_3 и т. д.) и солей слабо изменит рН растворов из-за буферных свойств смеси. Минимальное влияние оказывают присутствующие в растворе рудные компоненты, которые являются слабыми электролитами и практически полностью ассоциированы при высоких температурах.

При температуре 700°C присутствие сравнительно небольшой концентрации KCl в растворе понижает активность водородных ионов примерно на порядок (см. табл. 12, 13; см. рис. 19, Б); с понижением температуры это влияние становится менее заметным.

Увеличение концентрации соли может привести к резкому снижению активности водородных ионов в результате гидролиза KCl или NaCl , поэтому растворы в области температур $600\text{--}700^\circ\text{C}$ при значительной концентрации кислот могут иметь слабокислотную или нейтральную реакцию.

При кристаллизации гранитной магмы содержание кислот в газовой фазе, по-видимому, велико, однако на этом этапе кислотность растворов еще не проявляется и все силикатные минералы устойчивы при высоких температурах. Если такие растворы захватываются вакуолями калиевого полевого шпата и температура падает, то возникает его пелитизация, т. е. кислотное разложение в местах контакта с раствором до глинистых минералов из-за возрастающей активности кислот. Это обстоятельство тоже подчеркивает смену кислотно-основных свойств одного и того же раствора.

Таким образом, единый поток гидротермальных растворов с падением температуры может менять свои кислотно-основные свойства от нейтральных или слабокислых до кислых; максимальная кислотность приходится на довольно широкий интервал температур и до 300°C определяется давлением; с дальнейшим понижением температуры она сохраняется почти постоянной.

Вычисление активности водородных ионов проведено без учета взаимодействия раствора с вмещающими породами. Катионы, переходящие в раствор при разложении силикатных минералов, замещаются эквивалентным количеством водородных ионов, что снижает кислотность растворов; при дальнейшем взаимодействии растворов с неизменными породами их щелочность возрастает из-за избирательного выноса калия и натрия при температурах $300\text{--}350^\circ\text{C}$.

Соединения щелочноземельных элементов и в большей мере рудных (цинка, кадмия, железа и т. д.) при высоких температурах частично находятся в гидролизованной форме; причем степень гидролиза возрастает с уменьшением силы основания. Их комплексные соединения содержат в своем составе группы OH^- .

С уменьшением температуры степень гидролиза понижается, и если процессы протекают равновесно, то освобождается часть ионов OH^- , которые замещаются на Cl^- , F^- , S^{2-} , и т. д. Этот процесс также приводит к понижению кислотности, которое будет значительнее, чем ниже температура растворов.

Установленный Д. С. Коржинским [11] универсальный режим кислотности со сменой кислотной стадии на щелочную, независимый ни от типа месторождения, ни от конкретных геологических условий, регулируется понижением температуры и связанной с ней эволюцией строения растворителя, ступенчатой деполимеризацией и другими внутренними перестройками раствора, а также реакциями замещения водородных ионов щелочными металлами. Значительное повышение щелочности растворов совпадает, вероятно, с наступлением массового разрушения комплексов, приводящего в то же время и к осаждению рудных парагенезисов.

Растворенный газ

Основываясь на минеральном составе рудных тел и зон околорудных изменений, а также на составе газовой-жидких включений, можно достаточно уверенно утверждать, что гидротермальный раствор, приводящий к образованию рудных месторождений, наряду с соответствующими металлами всегда содержит углекислоту и летучие соединения серы, фтора, хлора и бора. Если же учесть состав газов, содержащихся в пустотах руд, кислых пород и вулканических возгонах, то в этом растворе возможно также присутствие водорода, азота, метана и других углеводородов.

В высокотемпературных гидротермальных растворах широко распространен сернистый газ, играющий весьма существенную роль при формировании многих важных типов эндогенных месторождений. Остановимся на этом несколько подробнее.

О РОЛИ SO_2 В РУДООБРАЗОВАНИИ

Геологически реально допустимая физико-химическая обстановка магматических процессов, подкрепленная экспериментальными данными и основанная на них термодинамическими и термодинамическими расчетами, приводит многих исследователей к мысли об обязательном нахождении SO_2 (сульфатной серы вообще) как в магматическом расплаве, так и в высокотемпературных гидротермальных растворах [25]. По экспериментальным данным SO_2 относится к группе хорошо растворимых в магме летучих компонентов; растворимость его больше, чем у H_2O . В то же время SO_2 — это обычный газ вулканических эманаций. В жидкой лаве и фумаролах его содержание в газовой фазе может достигать 40 % и более. Замечено, что чем выше температура фумаролы, тем больше отношение $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$. В газах лавовых озер и высокотемпературных фумарол преобладает SO_2 , а по мере уменьшения температуры

появляется H_2S . Согласно С. И. Набоко, в момент собственно магматической близповерхностной инъекции выделяющиеся по трещинам кровли газы существенно сернистые и SO_2 в них играет значительную роль.

Было сделано достаточно обоснованное заключение о том, что при всех известных нам условиях гидротермального рудообразования в паре или жидких растворах среди соединений серы преобладает H_2S или SO_2 [5]. Соотношения компонентов газовой фазы регулируются окислительно-восстановительными реакциями в системе, определяемыми, в свою очередь, температурной эволюцией расплава или гидротермального раствора. Наиболее чувствительными оказываются содержания H_2S и SO_2 . При высоких температурах всегда преобладает SO_2 , следовательно, всякое повышение температуры приводит к увеличению концентрации SO_2 за счет уменьшения содержания H_2S , и наоборот. Были вычислены равновесные летучести различных газов над ассоциацией пирит—пирротин—магнетит. Оказалось, что в этой системе при температурах до $575^\circ C$ преобладает H_2S , а при более высоких — SO_2 . В других рудных системах, которые не восстанавливаются до пирротина, SO_2 может стать главенствующим и при более низких температурах.

Согласно Р. П. Рафальскому [25], важное значение в системе $S-H_2O$ сернистый газ и сернистая кислота приобретают уже при температурах выше $250^\circ C$. Расчеты А. Л. Павлова [21] показывают, что вода по отношению к сульфидной сере может являться окислителем и что даже незначительный рост парциального давления P_{O_2} системы будет способствовать переходу сульфидной серы в сульфатную. Иначе говоря, при повышении температуры сульфидная форма нахождения серы должна неизбежно сменяться сульфатной.

Существование окисленной серы в магматическом расплаве или рудоносном флюиде не определяется особо высокими значениями фугитивности кислорода f_{O_2} , как это обычно принято считать. Нельзя не согласиться с Р. П. Рафальским, что f_{O_2} , определяемую расчетным путем, следует рассматривать не как реальную, а как условную величину, достаточно удобную для сравнительной характеристики окислительно-восстановительного состояния системы.

Таким образом, по имеющимся данным существование SO_2 (сульфатной серы вообще) в магматическом расплаве и в высокотемпературном рудообразующем растворе не только возможно, но и, по сути дела, неизбежно. Это наглядно подтверждается многочисленными геологическими данными. Примером могут служить отложения громадных масс гипогенного барита, связанных с различными гидротермальными процессами, которые привели к образованию не только месторождений барита, но и крупных промышленных сульфидных и других месторождений различных генетических типов. К сожалению, работы по изучению условий отложения барита немногочисленны. Возможная роль ювенильного

сернистого газа (или другого какого-либо соединения сульфатной серы) в них не рассматривается. Большинство исследователей без глубокого анализа удовлетворяются предположением, что независимо от генетического типа месторождений образование барита происходит в результате смешения двух растворов: ювенильного, несущего барий в несульфатной форме, и вадозного, нисходящего, содержащего сульфаты [5].

Известен, но не получил должной оценки факт широкого распространения на многих сульфидных месторождениях гипогенного ангидрита в нижних горизонтах рудных тел и подрудных толщах вмещающих пород. Присутствие его на глубоких горизонтах (300 м и более) свойственно многим эндогенным сульфидным месторождениям меди, свинца, цинка, золота, молибдена разных генетических типов и возраста, расположенных в различных металлогенических провинциях мира. Наиболее характерно это для месторождений колчеданной, медно-порфировой, золоторудной жильной, жильной и скарновой полиметаллических рудных формаций.

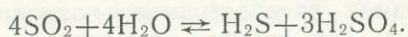
Зоны ангидритовой минерализации во всех этих месторождениях располагаются гипсометрически ниже (иногда с небольшим перекрытием) зон развития сульфидных руд и уходят на большую глубину, фиксируя корневые части месторождений. Верхняя граница распространения ангидрита (иногда частично превращенного в гипс) проходит в большинстве случаев на расстоянии 300—500 м, иногда 700—800 и даже 1000 м от дневной поверхности. Вертикальный размах распространения ангидрита часто превышает протяженность сульфидного оруденения, составляя сотни и даже первые тысячи метров при неустановленной нижней границе. Так, например, в подрудных зонах многих уральских колчеданных месторождений, а также месторождений других колчеданосных провинций ангидрит захватывает весьма большие объемы подстилающих руду пород. Запасы серы в нем близки к запасам руд главных металлов в самих месторождениях.

Еще В. Линдгрэн обращал внимание на частое присутствие ангидрита в гипотермальных медно-турмалиновых месторождениях. Этот минерал характерен для многих медно-порфириновых месторождений Западного полушария, в которых он приурочен к самым внутренним (нижним) частям рудных зон. Авторы сводки по 27 месторождениям этого типа [45] приходят к выводу, что значительная часть серы в рудообразующей системе присутствовала в виде сульфата. Согласно С. Т. Бадалову и другим исследователям, ангидрит обычен также и для медно-порфириновых месторождений Средней Азии. Верхняя граница его распространения на месторождении Кальмаккыр, например, располагается в наиболее глубоких участках оруденения, а нижняя находится глубже разведанных скважинами участков. Факты широкого распространения ангидрита во многих сульфидных месторождениях разных генетических типов, а также его приуроченности к более глубокому относительно сульфидного оруденения уровню весьма многочисленны и не ограничиваются только приведенными примерами.

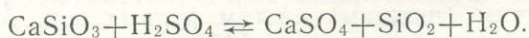
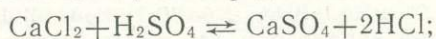
Большие массы ангидрита помимо сульфидных месторождений накапливаются также и в некоторых железорудных месторождениях скарново-магнетитового типа. На крупнейшем Качарском месторождении (Кустанайская железорудная провинция) ангидрит по распространенности мало уступает магнетиту, тесно ассоциирует с ним и пиритом, находящимся в весьма подчиненных количествах.

Все приведенные данные, а главное — обязательное присутствие больших масс ангидрита в подрудных частях многих сульфидных месторождений исключают возможность переноса металлов в виде сульфидов. В отличие от большинства минералов растворимость ангидрита с понижением температуры увеличивается, причем весьма сильно. Его нахождение в нижних горизонтах околорудного (ореольного) пространства однозначно свидетельствует о том, что окисленная сера присутствует в гидротермальных растворах при высокой температуре без какой-либо связи с зоной близповерхностного окисления.

Х. Д. Холланд [5] показал, что если раствор обладает составом, равновесным по отношению к пириту, пирротину и магнетиту, то при достижении им в регрессивном гидротермальном процессе определенной температуры (примерно 500—600 °С) перегретая вода (в соответствии с экспериментом) начнет реагировать с растворенным в ней сернистым газом. Разрушение и исчезновение SO_2 в таком случае может быть связано с реакцией



Константа равновесия реакции такова, что практически весь SO_2 должен прореагировать с водой. При этом значительная часть сульфата удалится из раствора в результате прямого осаждения ангидрита. Кальций для образования ангидрита может быть поставлен непосредственно из раствора при обменной реакции с его хлоридом или же в результате взаимодействия с карбонатными или силикатными вмещающими породами:



Образующийся в исходной реакции сероводород приведет к сульфидообразованию: прямому осаждению пирита, а также возникновению в растворе сульфидных комплексов других металлов ввиду разрушения их хлоридов.

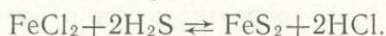
Потеря SO_2 растворами и осаждение ангидрита должны в основном завершиться при температурах не ниже 400 °С. При дальнейшем понижении температуры его растворимость резко возрастает и, естественно, в собственно сульфидных телах ангидрит почти не наблюдается. Из-за этого же ангидрит не появляется в сульфидных месторождениях, формирующихся в условиях средних и низких температур гидротермального процесса. Свидетелем нали-

чия SO_2 в растворах, образующих такие руды, остается барит, распространенный в некоторых типах сульфидных месторождений не реже, а иногда и чаще ангидрита. Такова основная схема описываемого процесса. Естественно, что в реальных природных условиях, могут возникнуть различные осложнения, вариации и местные отклонения. В первую очередь это обусловлено составом реального раствора. Как показали совместные с А. М. Масаловичем опыты [18], наличие в растворе NaCl и HCl заметно меняет ход растворимости ангидрита с понижением температуры.

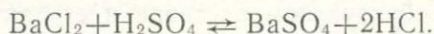
К моменту осуществления указанных химических преобразований в гидротермальном растворе и относится инверсия его кислотности — щелочности, по Д. С. Коржинскому.

В магнетитовых месторождениях, где ангидрит образует равновесную ассоциацию с магнетитом и подчиненным ему пиритом, начальная стадия процесса осаждения аналогична описанной для сульфидных месторождений.

Здесь параллельно с ангидритом возникает также и пирит:



Как показывают расчеты, в этом случае масса пирита будет в 7 раз меньше массы осаждающегося ангидрита, что для Качарского месторождения хорошо соответствует геологическим данным. В многочисленных эндогенных месторождениях разных типов обычно находилось барит. Отложение барита в большинстве месторождений также связано с разрушением сернистого газа и последующим взаимодействием



Привнос SO_2 рудо- и баритообразующими растворами с глубины в своей основе одинаков для месторождений всех генетических типов и независим от местной геологической обстановки. Трудно себе представить всегда обязательное наличие вадозовых вод для смешения. Использовать их для объяснения образования баритовых тел нет совершенно никакой необходимости. Прав Х. Д. Холланд [5], подчеркнувший, что процесс смешения особенно привлекателен потому, что его участие в эволюции какой-либо гидротермальной системы трудно доказать или опровергнуть.

В колчеданных месторождениях, как известно, барит занимает положение, противоположное положению ангидрита: он приурочен к верхам рудных тел и залежей. В единой зональности геохимических ореолов эндогенных месторождений барий (именно в виде барита), являясь одним из главных компонентов, также всегда располагается в удаленной, надрудной части. В гидротермально-осадочных месторождениях (группа Жайрем-Каражал в Центральном Казахстане, Мегген в ФРГ и др.) крупные массы барита концентрируются или в осевой части купольных построек, или в тектонических узлах, фиксируя основные каналы поступления растворов.

Разнообразие позиций баритовых скоплений связано с его ретроградной растворимостью (рис. 20), которая обуславливает его

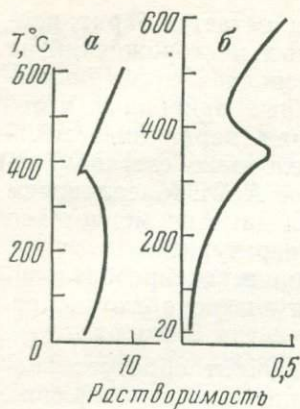


Рис. 20. Растворимость барита в зависимости от температуры (по А. Шерпу и Г. Штрюбелю):

а — в H_2O , мг/кг H_2O ; б — $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ (2N), г/кг H_2O

равновесность как с высокотемпературными сульфидными парагенезисами (выше 350°C), так и с парагенезисами, возникающими при температурах ниже 200°C . В процессе формирования месторождения барит, отложившийся на начальных этапах при достаточно высоких температурах, может вновь растворяться и переотлагаться. Поэтому на месторождениях, где отложение барита происходило при температурах ниже 200°C , наблюдается обычная картина распространения бария в ореоле и рудах. В тех же месторождениях, где барит начинал отлагаться в более высокотемпературных условиях (свыше 370°C), с понижением температуры он вновь растворяется и переотлагается в более холодных зонах рудных тел и околорудного пространства.

Условия растворения барита могут изменяться в зависимости от состава реального баритообразующего раствора (см. рис. 20). Так, например, в системе $\text{BaSO}_4\text{—NaCl—H}_2\text{O}$ [5] растворимость барита возрастает многократно, а ретроградный интервал смещается на температуры $450\text{—}350^\circ\text{C}$.

Хотелось бы дополнительно подчеркнуть, что наличие сернистого газа в рудообразующем растворе и его активное участие в сульфидном рудоотложении, примиряя различные точки зрения, еще раз свидетельствуют о переносе металлов в виде хлоридов и их осаждении с помощью сероводорода.

Стандартность раствора

РОЛЬ БУФЕРНЫХ АССОЦИАЦИИ

Постоянство состава гидротермального раствора и параметров рудообразования, гидротермального минералообразования вообще в значительной мере может быть обусловлено как буферными свойствами самого раствора, так и буферными реакциями его взаимодействия с вмещающими породами или ранее выделившимися минералами. Природа гидротермального раствора такова, что в нем непременно будут возникать буферные смеси, придающие раствору такое важное качество, как сохранение постоянного значения концентрации ионов водорода (рН) не только при довольно широком изменении концентрации различных кислот и оснований, входящих в раствор, но и при добавлении в него новых веществ.

При температурах выше 400°C растворам, содержащим NaCl , KCl и HCl , будут присущи буферные свойства. В этих условиях растворы представляют собой смесь слабой кислоты и ее соли,

которая оказывается более сильным электролитом. Активность водородных ионов в буферной смеси приближенно равна

$$a_{H^+} = \frac{K_k \cdot C_k}{f_{ан} \cdot C_c},$$

где K_k — константа диссоциации кислоты; C_k , C_c — концентрации соответственно кислоты и соли; $f_{ан}$ — коэффициент активности аниона.

Из приведенного уравнения следует, что рН раствора зависит не от абсолютных концентраций кислоты и соли, а только от их отношения. Разбавление раствора, а также присутствие небольших количеств других кислот и оснований не приводят к заметному изменению активности водородных ионов.

В частности, экспериментальными данными И. Хемли и В. Джонса, установлено, что ход и результаты гидролитического разложения силикатов в закрытой системе зависят от соотношения электролитов $NaCl/HCl$, KCl/HCl и не зависят от их концентрации. Это одно из подтверждений предположения о буферности подобных растворов. Хотя их емкость и невелика из-за слабой диссоциации соли, но, по-видимому, достаточна, чтобы поддерживать постоянную активность водородных ионов в гидротермальном процессе при минимальном изменении температуры, так как эти электролиты в рудообразующем растворе наиболее сильные.

Не меньшее значение для сохранения удивительных буферных свойств имеют широко распространенные и довольно многочисленные реакции взаимодействия раствора с твердой фазой, приводящие к возникновению минеральных буферных ассоциаций. На этом процессе следует остановиться подробнее, тем более, что если о буферном эффекте самих растворов можно судить только по косвенным данным, то буферные ассоциации минералов могут служить прямыми индикаторами условий минерало- и рудообразования.

Появление буферных ассоциаций минералов контролируется правилом фаз. Действительно, во всякой открытой гетерогенной системе появление новой фазы уменьшает на единицу число степеней свободы. Поэтому при заданных температуре и давлении образование новой фазы будет происходить при постоянной величине одного из интенсивных параметров, относящихся к концентрационным членам уравнений состояния системы. Однако в экспериментальных физико-химических исследованиях обычно приходится иметь дело с полностью закрытыми системами, а при интерпретации природных процессов минералообразования возникает необходимость рассматривать частично открытые системы с дифференциальной подвижностью компонентов [11]. При этом необходимо учитывать, что в условиях материальной изоляции (полной или частичной) число степеней свободы может не зависеть от числа фаз. Это относится к закрытым или частично открытым системам, в которых число компонентов с постоянными массами больше числа фаз. Для закрытых и частично открытых

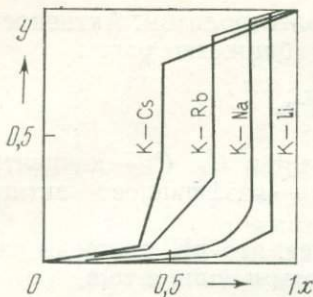


Рис. 21. Изотерма обмена редких щелочных металлов и натрия на микроклине ($T=500^{\circ}\text{C}$, $P=100\text{ МПа}$)

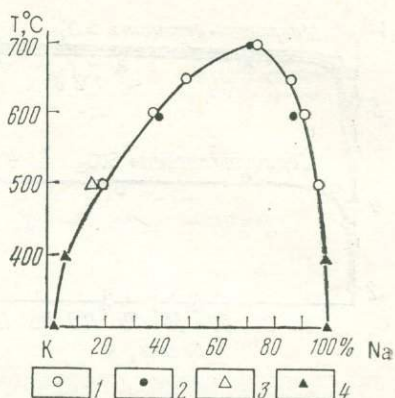
систем с числом компонентов постоянной массы, меньшим или равным числу фаз, образование новой фазы будет на единицу уменьшать число степеней свободы. При заданных внешних условиях это может приводить к тому, что в гетерогенных системах типа кристаллическая фаза—раствор реакции образования новой твердой фазы будут проходить при постоянной величине одного из таких интенсивных параметров среды минералообразования, как pH и Eh , или концентрации определенных компонентов, участвующих в реакции. Представления о буферных свойствах гетерогенных реакций широко применяются при экспериментальном изучении окисных и сульфидных систем, где с помощью твердофазных буферных смесей на постоянном уровне поддерживаются такие интенсивные параметры, как парциальное давление кислорода и активность серы.

Подобные реакции могут иметь важное значение и в природных процессах рудообразования. Целый ряд парагенетических ассоциаций породообразующих и рудных минералов представляет собой буферные смеси, аналогичные твердым буферам, используемым в лабораторной практике. Для рудообразующих систем интенсивными параметрами, поддерживаемыми на постоянном уровне за счет буферных ассоциаций минералов, могут быть: а) концентрации обменивающихся ионов—при ионообменных реакциях; б) концентрация водородных ионов (pH среды минералообразования)—при реакциях гидролиза; в) парциальное давление кислорода (Eh среды минералообразования)—при окислительно-восстановительных реакциях; г) парциальное давление серы—при реакциях сульфидизации и т. д.

При ионообменных реакциях в бинарных системах буферный эффект проявляется после достижения концентрации насыщения, когда за счет исходного минерала образуется новая кристаллическая фаза. В соответствии с правилом фаз при постоянной температуре бинарная трехфазная система невариантна. Поэтому каждой температуре в такой системе будет отвечать определенный состав как кристаллических фаз, так и жидкости (пара). В качестве примера рассмотрим реакцию альбитизации микроклина. На изотерме, полученной для температуры 500°C (рис. 21), выделяется участок симбатного изменения состава паровой фазы x и кристал-

Рис. 22. Линия сольвуса щелочных полевых шпатов:

1 — ортоклаз, $P=200$ МПа; 2 — то же, $P=100$ МПа; 3 — микроклин, $P=100$ МПа; 4 — расчетные данные



лов полевого шпата y , соответствующий изоморфному вхождению натрия в кристаллическую структуру микроклина. Точка перегиба изотермы соответствует достижению концентрации насыщения и появлению второй кристаллической фазы (альбита). Вертикальный участок изотермы, указывающий на постоянную величину мольной доли натрия в растворе, соответствует реакции альбитизации микроклина, когда увеличение содержания натрия в растворе полностью компенсируется увеличением количества альбита в кристаллическом агрегате. В результате состав раствора поддерживается на постоянном уровне вплоть до полного исчезновения микроклина. Как видно, тот же эффект наблюдается и при взаимодействии с микроклином смешанных растворов калия и редких щелочных металлов. Таким образом, природные парагенезисы типа микроклин+альбит, микроклин+полуцит+кварц и т. д. несомненно представляют собой буферные смеси, контролирующие относительные концентрации щелочных металлов в рудообразующих растворах.

Данные о температурной зависимости концентраций насыщения минералов в буферных ассоциациях представляют интерес и для геологической термометрии. Примером может служить линия сольвуса щелочных полевых шпатов (рис. 22). Она позволяет определить температуры образования (или перекристаллизации) калиевого полевого шпата, сосуществующего с альбитом, по содержанию в нем натрия и температуру образования (перекристаллизации) альбита, сосуществующего с калиевым полевым шпатов, по содержанию в нем калия. При этом необходимо учитывать конкретную геологическую обстановку. Так, чтобы определить температуру образования калиевого полевого шпата по содержанию натрия (включая пертитовые вроски), необходимо, чтобы в ассоциацию входил соответствующий высокотемпературный альбит. По составу калиевого полевого шпата (исключая пертитовые вроски) можно установить температуру распада твердого раствора. При альбитизации ранее выделившегося калиевого полевого шпата содержание калия в альбите позволяет определить температуру это-

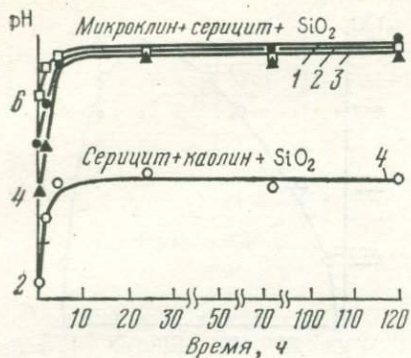


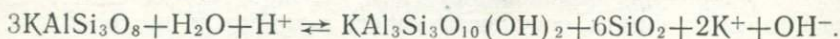
Рис. 23. Кинетические кривые гидrolитического разложения микроклина.

pH исходного раствора: 1—6, 2—5, 3—4, 4—2; отношение твердой фазы к жидкости равно 1 : 10 по массе, $T=20^{\circ}\text{C}$, $P=10$ Па

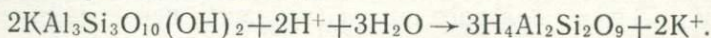
го процесса. Если распад высокотемпературного щелочного полевого шпата связан с альбитизацией, то температуры, определенные по составу замещающего альбита и по составу калиевого полевого шпата (за вычетом пертитовых вростков), должны совпадать. При этом состав раствора, находящегося в равновесии с буферной ассоциацией калиевый полевой шпат+альбит, для каждой температуры будет величиной постоянной, не зависящей от количественных соотношений калиевого полевого шпата и альбита.

Буферный эффект по отношению к pH среды минералообразования наблюдается при гидролизе некоторых алюмосиликатов. При этом характер реакций зависит от относительных концентраций хлоридов щелочных металлов и соляной кислоты. Экспериментальное изучение кинетики реакции гидrolитического разложения микроклина, проведенное Н. Ф. Челищевым и В. Н. Наджаряном, показало, что в результате частичного замещения калиевого полевого шпата слюдой (серицитом) pH среды становится нейтральным независимо от кислотности исходного раствора; в качестве исходных брали растворы с pH 6,5 и 4 (рис. 23, кривые 1—3). Таким образом, ассоциация микроклин+серицит может рассматриваться как буферная смесь, поддерживающая pH минералообразующего раствора на постоянном уровне.

Механизм гидролиза калиевого полевого шпата может быть описан следующей схематической реакцией:

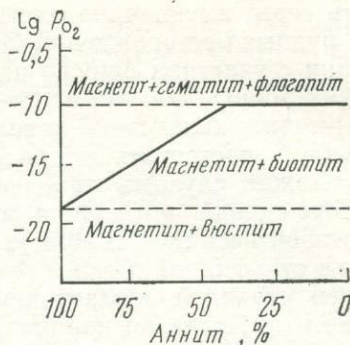


Из этой реакции очевидно, что повышение pH среды при частичном замещении калиевого полевого шпата слюдой обусловлено образованием в процессе реакции свободных групп OH^- . Мусковит (серицит) является промежуточным продуктом гидролиза. Он, в свою очередь, при взаимодействии с водой или разбавленными кислотами переходит в каолин:



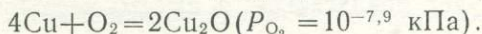
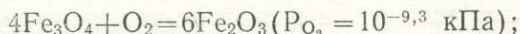
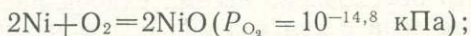
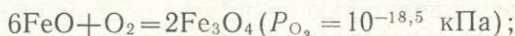
Эта реакция также сопровождается буферным эффектом. Однако образование каолина за счет микроклина происходит только

Рис. 24. Кривая зависимости состава аннита от парциального давления кислорода P_{O_2} . Используются экспериментальные данные Х. Эйгстера и Д. Уонса

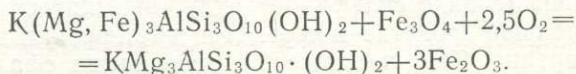


под действием достаточно концентрированных солянокислых растворов.

Важное значение имеет буферный эффект окислительно-восстановительных реакций. Использование буферных смесей типа металл — оксид, оксид низшей валентности — оксид высшей валентности позволяет контролировать парциальное давление кислорода в экспериментальных условиях. Аналогичные буферные ассоциации могут иметь важное значение и в природных процессах рудообразования. В качестве примера рассмотрим данные Х. П. Эйгстера и Д. Р. Уонса, которые изучили зависимость состава биотита от парциального давления кислорода при температуре 700 °С и давлении 205 МПа. Для получения определенного парциального давления кислорода ими использовались следующие реакции:



При парциальном давлении кислорода, соответствующем буферной смеси магнетит+гематит при температуре 700 °С и давлении 205 МПа, биотит может содержать до 40 % аннита. При более высоком парциальном давлении кислорода этот биотит будет разлагаться на флогопит и гематит (рис. 24). Схематическую суммарную реакцию с участием железомagneзимальной слюды, магнетита и гематита можно записать в следующем виде:

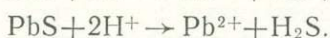
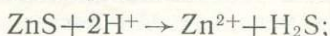


Приведенные данные могут быть использованы для оценки парциального давления кислорода при образовании природных парагенезисов по составу биотита, сосуществующего с оксидами железа.

Буферные ассоциации с участием оксидов железа, меди и других металлов, контролирующие парциальное давление кислорода, а также буферные ассоциации сульфидов, контролирующие актив-

ность серы, имеют определяющее значение в процессах образования рудных месторождений. Это в первую очередь буферные ассоциации с участием широко распространенных в рудных месторождениях минералов: магнетит+гематит; куприт+тенорит; пирротин+пирит; халькозин+ковеллин и т. д. В реакциях одновременно могут участвовать и окисные и сульфидные минералы. Примером может служить типичная для сульфидов медно-никелевых месторождений ассоциация магнетита, пирротина и пентландита, в которой весь никель присутствует в сульфидной форме, а железо — в сульфидной и окисной форме. Буферный эффект здесь обусловлен реакцией образования пирротина и пентландита за счет магнетита. При этом парциальное давление серы будет поддерживаться на постоянном уровне вплоть до полного исчезновения магнетита.

Значительный интерес представляет анализ буферного эффекта реакций с участием сульфидов металлов в водных растворах. В качестве примера рассмотрим реакции с участием таких важных рудных минералов, как сфалерит и галенит. Для каждого из этих минералов можно написать реакцию



В первой из этих реакций равновесие будет смещено вправо, так как сфалерит хорошо растворяется в кислой среде, а сероводород является слабодиссоциирующим соединением, в котором сера связана прочнее, чем в сфалерите. Наоборот, вторая реакция будет практически полностью смещена в сторону образования сульфида свинца, что обусловлено весьма слабой растворимостью галенита и тем, что сера в нем связана более прочно, чем в сероводороде. Поэтому если в такой системе нет избытка сероводорода, то сфалерит будет разлагаться, а вместо него будет выделяться галенит, т. е.



До тех пор пока в ассоциации присутствуют оба эти минерала, активность серы будет постоянной для заданных внешних условий. Кроме того, направление смещения равновесия в этой реакции показывает, что в первую очередь из раствора в виде сульфида будет выделяться свинец. В общем случае при недостатке сероводорода раньше (в виде сульфидов) будут выделяться те металлы, у которых больше сродство к сере. При растворении наблюдается обратная картина. Так, например, в ассоциации сфалерит+галенит постоянная активность серы будет поддерживаться за счет разложения сфалерита. Эта идеализированная схема относится к случаю незначительного пересыщения или недосыщения растворов сероводородом. При резком избытке или недостатке сероводорода осаждение или разложение сфалерита и галенита будет происходить одновременно. А главное, на характер реакций между сульфидами различных металлов влияет комплексообразование в рас-

творе. Так, например, большей устойчивостью хлоридных комплексов кадмия по сравнению с хлоридными комплексами цинка может быть объяснено неполное осаждение кадмия при кристаллизации сфалеритов.

Большое значение, особенно в осадочном рудообразовании, представляет буферный эффект реакции типа сульфид — сульфат, в которой активно участвует живое и мертвое органическое вещество, вырабатывающее из сульфата морской воды осадитель металлов. Основные физико-химические параметры рудообразующих процессов (рН и E_h среды, активность серы, относительные концентрации обменивающихся ионов и т. д.) в значительной мере определяются буферными ассоциациями как растворенных соединений, так и главных породообразующих и рудных минералов. Именно буферный эффект реакций с участием этих минералов и приводит к весьма ограниченным возможностям изменения параметров природного минералообразования, к их устойчивости и независимости как от сильно меняющихся окружающих геологических условий, так и от широких вариаций состава и набора второстепенных компонентов в растворе, а отсюда — к неизбежной конвергентности минеральных парагенезисов. Стандартность минеральных парагенезисов руд в первую очередь обусловлена именно буферным эффектом.

Итак, рудообразующие флюиды представляют собой всегда буферные растворы, обеспечивающие весьма большую их независимость как от смены внешних условий, так и от разнообразия компонентов, не влияющих на буферные свойства.

РОЛЬ СВОЙСТВ РАСТВОРИТЕЛЯ

В настоящее время значительное число прямых фактов и косвенных наблюдений свидетельствует о глубоких дискретных структурных преобразованиях воды, вызываемых изменением температуры. Происходящая при определенных температурах перестройка структуры воды резко изменяет ее свойства как растворителя, что влечет за собой, естественно, не менее резкое изменение поведения растворенных веществ, свойств и поведения рудообразующих растворов [18].

Значительное число экспериментальных данных уверенно показывает закономерную связь при повышенных температурах и давлениях между состоянием и свойствами растворенного вещества и состоянием воды — растворителя. При всем разнообразии проявления этой связи выделяются и общие черты, которые по поведению растворенного вещества позволяют судить о степени и направленности преобразований в самом растворителе. При изменении температуры, в частности, наблюдается не постепенное, а скачкообразное, дискретное изменение свойств как воды, так и растворенных в ней веществ. Многие исследователи [18] начиная с 1923 г. высказывали предположение, что при определенных температурах до 100 °С в воде наблюдаются полиморфные переходы.

Обобщение имеющихся данных показало, что подобные явления распространены в воде и водных растворах электролитов до температуры 480 °С по линии насыщения. Температурные точки, в которых может происходить скачок в измеряемых величинах и которые разграничивают температурные интервалы постепенного изменения, должны иметь важнейшее значение в минералообразовании и с полным правом могут быть названы *особыми точками*.

Таких особых температурных точек для воды выделяется десять: 4, 18, 40, 80, 100, 165, 225, 270, 340 и 410 °С. При давлении, равном давлению насыщенного пара, в этих точках на температурных кривых констант диссоциации различных электролитов, степени гидролиза солей, изменения состава комплексных соединений, растворимости минералов, электропроводности и некоторых термодинамических характеристик воды и растворов электролитов появляются экстремумы и перегибы. Менее отчетливо эти особые точки проявляются на диаграммах растворимости минералов в воде и водных растворах. Из-за недостаточной точности измерения концентрации вещества в растворе, погрешностей при оценке температуры, а также в силу сложности изучаемых систем в отдельных случаях перегибы или экстремумы могут отвечать не точно какой-либо из указанных точек, а наблюдаться в некоторой температурной области, лежащей вблизи них. В интервале температур, ограниченном двумя соседними особыми точками, часто обнаруживается слабая зависимость растворимости вещества от концентрации электролита и давления.

В особых температурных точках воды достигается равенство относительной концентрации двух доминирующих структурных группировок, сопровождающееся одновременным появлением или исчезновением других структурных группировок. Именно это структурное состояние воды, характерное для особых точек, приводит к возникновению самых разнообразных граничных эффектов, систематизированных нами ранее [18].

Более глубокое познание природы гидротермального рудообразующего раствора, его внутреннего строения и свойств связано с разработкой на количественной основе представлений о диполь-дипольном, ион-дипольном и ион-ионном взаимодействиях в широкой области температур и давлений. Развивая представления о полиморфизме воды, т. е. дискретном существовании структурных группировок различной размерности, имеющих четкие температурные интервалы устойчивости, А. М. Массалович предложил простую систему, связывающую граничные эффекты в свойствах воды и разбавленных растворов электролитов, определил размерность структурных группировок воды и проанализировал закономерности растворимости и комплексообразования на структурной основе. С позиции полиморфизма можно объяснить дискретный характер кристаллизации минералов в рудных месторождениях и дискретность метасоматических преобразований вмещающих пород при эволюционном развитии гидротермального рудообразующего раствора. Систематический анализ взаимоотношений между этими

классами явлений однозначно подтверждает представление, что полиморфизм воды — главнейший фактор гидротермального рудоотложения, заслуживающий весьма тщательного рассмотрения. Необходимо создание модели полиморфизма, на основе которой было бы возможно количественно оценить различные физические и термодинамические свойства воды и тем самым подтвердить достоверность всей системы представлений о полиморфизме и его роли в гидротермальном рудоотложении.

Если определен размер структурных группировок воды и уточнены их геометрические характеристики, то соотношение концентраций структурных группировок при различных температурах может быть использовано для расчета различных физических и термодинамических характеристик воды. Оценка размера структурных группировок проводилась по числам гидратации в сочетании с максимумами электропроводности различных электролитов, учитывались также надежные спектроскопические данные [18]. В последующем была проведена коррекция размерности структурных группировок воды, поскольку при оценке не учитывалась возможность увеличения гидратных чисел при повышении температуры. Предполагалось, что структурные группировки должны иметь структуру, аналогичную структуре льда I; быть близкими к изометричным, поскольку вода не обладает анизотропией свойств; не иметь разрушенных гексагональных колец, по крайней мере, до 100 °С.

Этим условиям при 0 °С отвечают группировки в 72 и 57 молекул воды, состоящие из семи и пяти гексагональных колец в три слоя. Следующие две структурные группировки получаются из предыдущих при отщеплении одного слоя гексагональных колец; количество молекул в них составляет 48 и 38. В дальнейшем можно было бы предположить, что группировки в 48 и 38 молекул делятся пополам с образованием группировок в 24 и 19 молекул, однако это предположение противоречило бы условию изометричности, а также рентгеновским данным, по которым в воде до 200 °С сохраняется еще тетраэдрическая структура. Поэтому в модели приняты группировки размерностью в 26 и 20 молекул воды, состоящие из трех и двух гексагональных колец в два слоя. При повышении температуры структурные группировки в 26 и 20 молекул делятся пополам с образованием группировок в 13 и 10 молекул, при дальнейшем повышении температуры гексагональные кольца разрушаются и образуются структурные группировки, состоящие из четырех и двух молекул.

При плавлении льда I среднее межмолекулярное расстояние увеличивается скачком от 0,276 нм у льда до 0,29 нм в воде, что приводит к понижению плотности. Но при плавлении льда I регулярная структура нарушается и между структурными группировками образуются дефектные пустоты. В молекулах воды, ограничивающих эти пустоты, водородные связи частично разрушены (рис. 25), но в пределах самих группировок водородные связи сохраняются. При смещении структурных группировок друг относительно друга (как это показано на рис. 25) и параллельно оси С

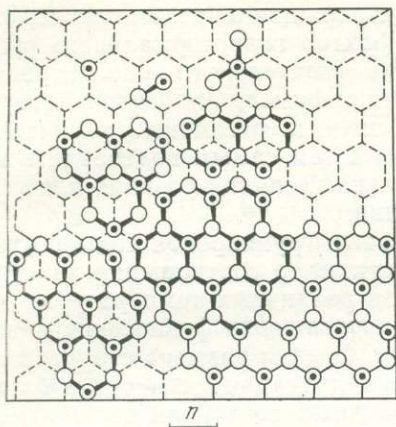


Рис. 25. Схема образования структурных группировок при плавлении льда I и их взаимного расположения в воде

часть дефектных пустот заполняется краевыми молекулами другой структурной группировки. Такое взаимопenetрирование молекул воды в структурных группировках приводит к заполнению дефектных пустот, и объем, занимаемый тем же количеством молекул, значительно уменьшается. Молекулы воды, проникающие в пустоты, имеют две или три неразрушенные водородные связи.

Связанные с особыми температурными точками граничные эффекты проявляются и в свойствах самой воды. Так, при всей тщательности и высокой точности измерений электропроводности чистой воды константы ионизации, полученные разными исследователями, отличаются весьма заметно. При этом наибольший разброс значений приходится на особые температурные точки и прилегающие к ним узкие области; в ионном произведении воды фиксируются скачки, оказывающиеся весьма заметными даже при условии обычно применяемого сглаживания экспериментальных кривых. Скачкообразно изменение ионизации растворителя — воды усиливает скачкообразный характер растворимости веществ, особенно в тех случаях, когда реакции протекают с участием водородных или гидроксильных ионов: в реакциях гидратации минералов, гидролиза различных солей и некоторых других явлениях.

В системе $\text{Pb}-\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}$, например, при температуре $341-342^\circ\text{C}$ было обнаружено [18] резкое увеличение растворимости галенита, повторяющееся при различных исходных концентрациях HCl . При относительной простоте изученной системы и немногочисленности факторов, от которых зависят растворимость и состав комплексных соединений, природа эффекта расшифровывается однозначно — явление связано с аномальным увеличением активности водородных ионов при температуре $341-342^\circ\text{C}$. Если в лабораторных условиях скачкообразное приращение активности HCl при этих температурах компенсируется за счет перехода дополнительного количества галенита, присутствующего в избытке, то в природных условиях скачок активности HCl приведет к взаимодействию с вмещающей средой, в результате чего часть ионов H^+

будет израсходована. При охлаждении раствора ниже 341 °С окажется, что активности HCl недостаточно для поддержания в растворенном состоянии первоначального количества компонентов галенита ($PbCl_2$, H_2S) и некоторая его часть выделится в осадок. При температуре 341—342 °С будут фиксироваться следы воздействия раствора на вмещающие породы, сопряженные с осаждением галенита, т. е. процессы метасоматизма и рудоотложения будут иметь дискретно-импульсный характер. Может случиться, что активности водородных ионов от скачка в данной точке окажется недостаточно для взаимодействия с вмещающей средой, тогда осаждение галенита может произойти в следующей особой точке при температуре 270 °С.

Сравнение экспериментальных данных показывает, что характер граничных эффектов зависит также от природы растворенного вещества. Так, на кривых растворимости пирита в системе $FeS_2-HCl-H_2O$ наблюдалось монотонное понижение растворимости, но в составе комплексных соединений при 341 °С был обнаружен отчетливый максимум, в котором \bar{n} увеличилось до 2,3, тогда как в прилегающих областях оно не превышало 1,8 [18].

Для понимания явлений, происходящих в особых температурных точках, важное значение имеют данные по кристаллизации пирита. При последовательном снижении температуры (от 430 °С и ниже) осаждение вещества протекало дискретно и начиналось после охлаждения раствора ниже температуры одной из особых точек воды. При этом, какой бы ни была конечная температура, состав комплексных соединений железа отвечал составу, определенному в особой точке, ниже которой охлаждался раствор. Однако пересыщение раствора реализовалось, и после флуктуаций в особой точке достигалась равновесная растворимость.

Таким образом, при подходе к равновесию со стороны высоких температур растворенное вещество между особыми точками находится в метастабильном состоянии. После флуктуаций, снимающих метастабильное пересыщение, система приходит к равновесию как в отношении основных структурных форм воды, так и в отношении растворенного вещества. Равновесное состояние достигается при длительности опытов, измеряемой многими сутками. При быстром охлаждении раствора, содержащего компоненты минералов, может достигаться метастабильное пересыщение, обусловленное тем, что при переходе через особые точки воды флуктуации проявляются неполно или вовсе отсутствуют и в целом система оказывается далекой от равновесия.

Дискретность кристаллизации пирита сопровождается также дискретно-импульсным приращением кислотности минералообразующего раствора. Эти опыты показывают принципиальную возможность прерывистого течения процесса рудоотложения из одного потока.

Анализ немногочисленных известных нам явлений, происходящих в особых температурных точках воды, позволяет сделать несколько заключений.

1. В особых температурных точках происходят аномальные изменения кислотно-основных свойств растворителя, усиливающие соответствующие изменения свойств растворенных веществ.

2. После флуктуаций, происходящих в особых точках, система стремится к равновесию, но равновесная растворимость достигается не всегда. Реализация метастабильного пересыщения и осаждение минералов из компонентов приводят к импульсному увеличению кислотности.

3. Равновесная растворимость может не достигаться после прохождения одной из особых точек вследствие кинетических причин, например быстрого охлаждения раствора.

4. Граничные эффекты, наблюдаемые в воде и разбавленных водных растворах, являются точечными, т. е. полное осаждение минералов должно осуществляться в пределах одного градуса. В природных условиях это достигается редко, что связано в первую очередь с кинетикой процесса водородного метасоматоза, последовательной кристаллизацией минералов в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского. Кроме того, перекристаллизация минералов может протекать при любых температурах без поглощения компонентов из раствора.

В гидротермальном рудообразующем растворе присутствуют значительные концентрации растворенных веществ, и процесс рудоотложения может происходить при давлениях, отличных от давления по линии насыщения. Естественно, что на полиморфные переходы в воде растворенные вещества и давление оказывают определенное влияние, смещая равенство относительных концентраций двух доминирующих структурных групп воды, а следовательно, и граничные эффекты в них, наблюдаемые по температурной оси. Поэтому факты отклонения максимумов температур кристаллизации минералов в рудных месторождениях от температур особых точек воды вполне возможны, хотя часто происходит взаимная компенсация воздействия от концентрации растворенных веществ и давления. Экспериментальные данные показывают, что особая точка при 340 °С смещается на 1—2 °С в 0,034—0,34М исходных растворах HCl при изучении растворимости галенита и пирита и проявляется при 341—342 °С. При изучении растворимости сфалерита и антимонита установлено, что в присутствии 2,08М NaCl и 0,035—0,229М HCl особая точка смещается в сторону более низких температур (325—326 °С).

Однако возможны случаи, когда суммарное воздействие давления и концентрации растворенных веществ смещает положение особых точек в сторону высоких температур.

С. И. Бурковским показано [18], что в 0,3—0,5М растворах Na_2CO_3 , насыщенных кремнеземом, при 300 °С и давлении 203, 507 и 912 МПа, при снижении температуры происходит полимеризация, которая протекает в две стадии: 1) при 288—298 °С образуются полимеры с молекулярной массой 2000 ± 340 ; 2) при 108—113 °С возникают полимерно-коллоидные формы кремнезема. При введении поправок на воздействие концентрации и давления полу-

чаем, что граничные эффекты характеризуют структурное состояние воды при 102 и 270 °С. В двух других особых точках воды явлений полимеризации не обнаружено, что может быть обусловлено быстрым охлаждением раствора.

Полиморфные преобразования воды в связи с изменением температуры — явление, важность которого для геологии трудно переоценить. В рудных месторождениях процесс кристаллизации минералов осуществляется в узких температурных интервалах и происходит с перерывами в отложении. Такой ход процесса подтверждается термобарическими измерениями и соответствующими геологическими наблюдениями, которые показывают, что дискретность кристаллизации и отложения свойственны объектам различного масштаба: отдельным кристаллам, минеральным ассоциациям, рудным телам, отдельным месторождениям и их совокупностям.

Универсальный ход гидротермального процесса, постоянство параметров рудоотложения (независимость от состава растворенных веществ, типа и генезиса месторождений, конкретных геологических условий и прочих особенностей рудообразования) во многом обусловлены изменением свойств единого растворителя — воды. Структурные преобразования, последовательно происходящие в воде с понижением температуры, определяют направленность реакций в рудообразующем растворе, смену типов и изменение состава комплексных соединений металлов, диссоциацию электролитов, характер и ход взаимодействия раствора с вмещающей средой и пр. В гидротермальной системе все многообразие параллельных и последовательных реакций регулируется в своей основе единой первопричиной — скачкообразным изменением структуры воды в области особых температурных точек.

Таким образом, сочетание буферных свойств рудообразующего раствора с закономерным преобразованием структуры растворителя — воды в ходе рудного процесса еще более обуславливает стандартность рудоотложения.

Глава V. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Образование рудных месторождений хотя и неизбежное, но весьма редкое явление в истории Земли и каждый раз весьма ограниченное в пространстве. В то же время при всей категоричности утверждения о неизбежности попутного рудообразования там, где оно обязательно должно произойти, необходимо отметить, что соотношения между различными геологическими процессами и рудообразованием не всегда просты и прямолинейны. По отношению к рудообразованию среди геологических процессов выделяются: 1) созидающие, 2) совершенствующие (метаморфизм, диагенез, ги-

пергенез и др.), 3) разрушающие (метаморфизм, гипергенез и др.), 4) регенерирующие. Иными словами, гипогенная история формирования месторождений при всей его длительности и многостадийности не всегда заканчивается первичным отложением рудного вещества. В дальнейшем возможны не только качественные, но и количественные изменения рудной массы, направленные на дополнительное обогащение (например, образование богатых скоплений магнетитовых руд в железистых кварцитах) или, наоборот, приводящие к исчезновению рудных тел.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Геодинамика — основа всякого рудообразования, поскольку возникновение рудных месторождений в условиях земной коры всегда связано с движением. Основой процесса рудообразования является движущаяся среда — среда извлекающая, транспортирующая, концентрирующая и отлагающая металлы. Динамические условия длительной эволюции Земли способствовали образованию рудных месторождений. Все уровни и типы геодинамических процессов так или иначе влияли на возникновение и формирование руд. Любая геотектоническая гипотеза, опирающаяся на движение вещества, должна быть рассмотрена под углом зрения возможного рудообразования.

В настоящее время среди геодинамических концепций главенствует гипотеза тектоники плит, хотя многие положения ее не доказаны и противоречивы. За последние десять лет появилось много публикаций, посвященных связи оруденения с различными геотектоническими обстановками. Возникли различные металлогенические построения, геодинамико-генетические схемы и классификации геотектонических позиций рудных месторождений с точки зрения тектоники плит (см., например, работу [17]). Доказательства принадлежности того или иного типа оруденения к проявлениям определенного геодинамического процесса в большинстве случаев отсутствуют. Пока все это — абстрактные глобальные прикидки, хотя и с упоминанием конкретных месторождений. Особенно это относится к сульфидным рудным месторождениям, образующим множество генетических типов и проявляющим при этом удивительную конвергентность рудных минеральных парагенезисов, их химического состава, текстур и структур руд, морфологии залежей. Это обусловлено различной предысторией рудообразования отдельных групп металлов. Для одних (хром, никель, кобальт, редкие литофилы и пр.) предрудно-процессная дифференциация сразу определила генетические связи с определенными комплексами горных пород и тем самым ограничила геологические условия промышленного накопления. Другие металлы распространены относительно равномерно без предпочтительного накопления в каких-либо магматических или осадочных дифференциатах, что и привело к широкому диапазону генетических связей и геодинами-

ческих условий образования их промышленных месторождений. Это в первую очередь относится к сере и почти ко всем халькофилам, а также к золоту, железу, молибдену, вольфраму, ртути и некоторым другим металлам. Как справедливо указывают сами металлогенисты-мобилисты [17], многие типы месторождений встречаются в различных тектонических зонах, но только небольшое их число может быть присуще какой-то одной, определенной обстановке. Постулируемая связь между тектоническим режимом и характером оруденения, по их признанию, часто является чисто умозрительной и спорной, что и определило скептическое отношение советских геологов-рудников и металлогенистов к этой популярной гипотезе, введенной даже в ранг теории.

Однако, несмотря на то, что всякая тектоническая концепция определяет только общие закономерности размещения месторождений и не раскрывает конкретные условия их формирования, гипотеза тектоники плит затронула ряд новых важных теоретических аспектов рудообразования. Рассмотрение внутренних геодинамических процессов с этих позиций показывает значительное увеличение глубинности источников рудного вещества, еще раз подтверждая их многообразие.

Роль внутренней геодинамики

Внутренняя геодинамика обуславливает дифференциацию металлов на пути их концентрации в связи с разделением на легкий и тяжелый материал при химико-плотностной конвекции и особенно при отделении летучих. Особое проявление внутренней геодинамики — месторождения, связанные с карбонатами, кимберлитами, щелочными интрузивами — «проколами» коры в горячих точках.

Геодинамический процесс конвекции вещества во внутренних частях Земли порождает геодинамику поверхностных оболочек, т. е. все тектонические, магматические, метаморфические и рудные процессы, совершающиеся в земной коре. Существование конвективных мантийных ячеек, движения в которых пронизывают мантию от поверхности ядра до астеносферы, обуславливает расчленение лежащей сверху литосферы на отдельные подвижные плиты. Эти литосферные плиты движением вещества мантии в верхнем слое конвективных ячеек перемещаются от областей подъема легкого материала мантии к областям опускания. Совершенно естественно, что наиболее активные процессы возникают на границах движущихся плит. Им присущи: сейсмическая активность, вулканизм, горообразование и возникновение рудных месторождений. На всех границах плит (дивергентных, конвергентных и трансформных) создаются условия для активной массовой гидротермальной деятельности с участием как ювенильных газов и вод, так и океанических и литосферных вод различного происхождения.

Рудообразование в связи со спредингом

Исследованиями последнего десятилетия установлены проявления обширной гидротермальной деятельности в области океанического дна, сопровождавшиеся образованием рудных концентраций во многих точках Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти гидротермальные системы активных центров спрединга во времени и пространстве хорошо характеризуются потоками глубинного ^3He , что может быть успешно использовано для палеогеодинамических реконструкций с расчетом параметров привноса тепла. Аналогичное рудообразование происходит и в континентальных рифтовых зонах. Хорошо изученный, характерный пример этого — накопление крупных сульфидных и марганцево-железистых масс во впадинах Красного моря. И в том и другом случае мы имеем дело с тектоническими структурами одного и того же типа, если рассматривать континентальные рифты (узкие линейные отрицательные структуры — раздвиги) как начальную стадию развития спрединговых структур океанов.

Известны многие стратиформные рудные залежи, образованные в аналогичных условиях расширения морского дна в более ранние эпохи. Хорошо изученной моделью таких месторождений служат сульфидные залежи верхнемелового офиолитового комплекса Троодос на о-ве Кипр.

Если рассматривать в целом вулканогенно-осадочный тип месторождений цветных и черных металлов, образующих в этих геодинамических условиях обширные и богатые стратиформные залежи и их серни, то для палеореконокструкций особенно важна характерная для них вертикальная и латеральная зональность, проявляющаяся как в размещении месторождений отдельных металлов относительно друг друга, так и в их внутреннем строении.

Рудообразование в геосинклиналях

Геосинклинали, как наиболее деформированные и наиболее мобильные участки земной коры, где накапливаются самые мощные слоистые толщи, находят свое закономерное место в концепции тектоники плит. Они представляют собой главные разделы литосферных плит геологического прошлого. Островные дуги — частный случай геосинклинальных структур. Вдоль складчатых геосинклинальных структур образуются глубоководные желоба — границы между спрединговыми океаническими и континентальными структурами. В глубоководных желобах океанические литосферные плиты испытывают погружение в верхнюю мантию в результате подхода нагретого легкого материала — продукта конвекции в мантии. А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин [38] указывают на первичность геосинклинальных структур окраин континентов; океаническая литосферная плита может погружаться глубоко в мантию только в связи с ними.

Стратиграфические и тектонические отношения, ранее установленные в геосинклинальных отложениях, легко могут быть объяснены по аналогии с современными тектоническими средами, а само возникновение геосинклиналей — с позиций современной геодинамики. Что же касается металлогенических построений, закономерностей размещения приуроченных к геосинклиналям рудных месторождений в пространстве и времени, то здесь мобилисты тем более восприняли весь предыдущий опыт. Приятно отметить, что новые построения мобилистов опираются на известные работы ведущих советских ученых. «Если мы примем высказывания Ю. А. Билибина и В. И. Смирнова за руководящие, то можно охарактеризовать, в основном, развитие областей нисходящего течения и изверженной активности, с которыми связаны рудные месторождения, имеющие первостепенное значение» [50].

Необходимо подчеркнуть целостность и глубину представлений нашей отечественной школы [29, 31] о связи рудных месторождений с геосинклинальным процессом, а также об их распределении в пространстве и времени в ходе формирования геосинклиналей. Эти представления, основанные на анализе и синтезе обширного фактического материала, не могут быть отвергнуты при появлении любой новой концепции. Поэтому на первых порах серьезным препятствием к принятию тектоники плит послужило противопоставление этой концепции утвердившемуся учению о геосинклиналях. Сейчас большинству исследователей ясно, что такое противопоставление просто ненаучно. Тектоника плит отражает дальнейшее развитие познания Земли и не противоречит учению о геосинклиналях. Естественно, что в отношении рудообразования и металлогении она вбирает в себя весь предыдущий опыт изучения геосинклиналей.

Ю. А. Билибиным были показаны условия формирования эндогенных месторождений в процессе зарождения, развития и отмирания геосинклинальных систем земной коры. Он выделил пять групп месторождений, соответствующих пяти этапам эволюции подвижных поясов: начальному, раннему, среднему, позднему и конечному. Развивая дальше металлогеническое учение, В. И. Смирнов [31] установил, что формирование и распределение месторождений зависят не только от стадий развития подвижных зон земной коры, но и от особенностей их внутреннего строения. Эти особенности определяются морфологическим и генетическим типом геосинклиналей. По проявлениям магматизма и характеру тектонического развития выделено четыре типа геосинклиналей, каждый со своими особенностями металлогении. Во внутреннем строении геосинклиналей, в их поперечном сечении, выделяется несколько контрастных тектонических элементов, определяющих закономерности зонального распределения месторождений: срединные массивы, внутренние зоны, рвы внутренних зон, периферические зоны, геосинклинальная рама, пограничные глубинные разломы, передовые прогибы.

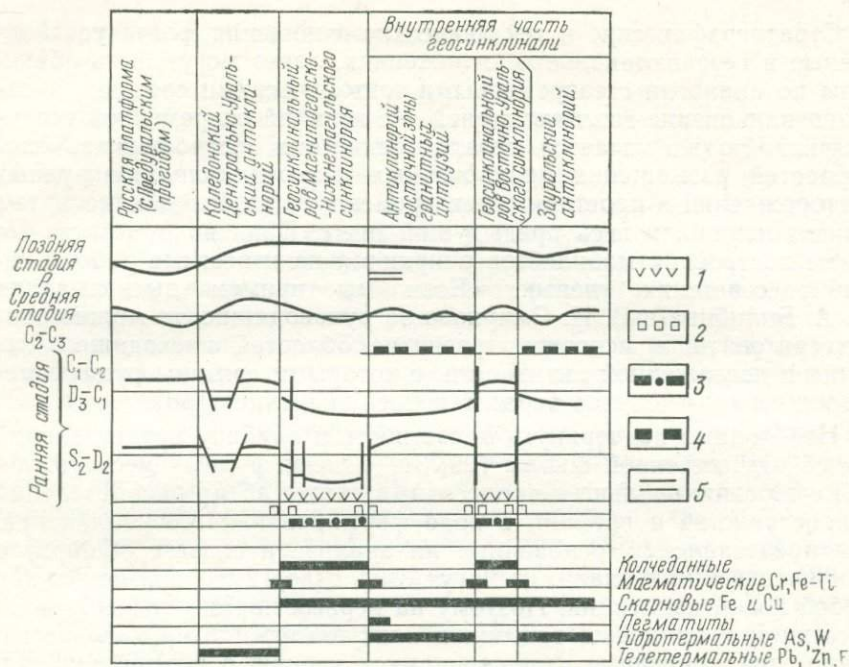


Рис. 26. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали, ее магматизма и металлогении. По В. И. Смирнову [29]:

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; 2—5 — зоны внедрения: 2 — раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений хрома, титаномагнетитов и платиноидов, 3 — раннегерцинских плагиигранитов и синитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений железа и меди, 4 — среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними скарновых месторождений железа, пегматитов и гидротермальных месторождений, 5 — позднегерцинских малых интрузий

Для металлогенической специализации геосинклиналей наибольшее значение имеет сравнительная интенсивность магматизма ранней и поздней стадий их развития. С этой точки зрения В. И. Смирнов [29] выделяет две полярные разновидности геосинклиналей. К первой принадлежат геосинклинали с интенсивным магматизмом и металлогенией ранней стадии развития, слабым магматизмом и рудообразованием поздней стадии. В этих условиях преобладают продукты базальтовой магмы и формируются халькофильные и сидерофильные месторождения (рис. 26). Ко второй разновидности относятся геосинклинали со слабым магматизмом и металлогенией ранней стадии развития, но интенсивным магматизмом и рудообразованием поздней стадии. В них резко преобладают продукты гранитной магмы и формируются литофильные месторождения.

Зоны Заварицкого — Беньюфа

Погружение подмятой плиты в верхнюю мантию связывается с наклонной сейсмофокальной поверхностью Заварицкого—Бенью-

фа, реально существующей и известной задолго до появления концепции тектоники плит. Значение зон Заварицкого—Беньофа в магматогенном рудообразовании подробно показано В. И. Смирновым [29]. Остановимся кратко на некоторых геохимических данных.

В соответствии с РТ-условиями зон Заварицкого—Беньофа в линейных рудных провинциях обращает на себя внимание асимметричная геохимическая и металлогеническая зональность с выделением ведущей (по контролю оруденения) зоны краевого глубинного разлома. В частности, на месторождениях колчеданной формации (Урал, Алтай, Канада и др.), индикаторной для зон Заварицкого—Беньофа, с удалением от последних в триаде главных металлов медь—цинк—свинец всегда уменьшается степень медистости и растет доля свинца. В месторождениях Урала, например, доля запасов меди падает в указанном направлении от 100 до 15%. Параллельно с этим закономерно изменяется и состав рудовмещающих вулканитов. На Рудном Алтае, например, отношение средних содержаний калия к натрию в кислых вулканитах рудовмещающей формации контрастно увеличивается с удалением от краевой зоны глубинного Иртышского разлома; в этом же направлении растет мощность сиалического слоя земной коры. Одновременно устанавливается прямая корреляция между долей запасов свинца в сумме металлов и содержанием калия в риолитах. В полициклических колчеданных провинциях Кавказа и Японии при всей сложности их длительного развития устанавливается единый ряд зональности разновозрастного колчеданного и прочего эндогенного оруденения. В рудных провинциях пояса колчеданных месторождений занимают особое, краевое, положение в крупных тектонических блоках — на границах континентов. Такое положение наряду с зональным строением, характеризующимся, в частности, изменением степени меденосности, дает возможность реконструкции не только выхода палеозон Заварицкого—Беньофа на дневную поверхность, но и направления и крутизны их погружения.

Пространственно-временные закономерности распределения в Канадских Кордильерах массивов гранитоидов, несущих оруденение медно-порфирирового типа [44], позволяют предположить здесь существование двух зон Заварицкого—Беньофа. Установлены два различных тренда омоложения интрузивов с удалением от Тихоокеанского побережья. Первая зона была заложена к западу от о-вов Королевы Шарлотты примерно в среднетриасовое время (210 млн. лет) и активно существовала до раннетретичного периода (46 млн. лет), когда образовались массив гранитов и связанное с ним медно-молибденовое оруденение близ восточной границы Прибрежного кристаллического пояса. Вторая зона Заварицкого—Беньофа начала свое существование в начале мелового периода (135 млн. лет). Она протянулась под западным краем Северо-Американской плиты, вызвав появление многочисленных массивов и месторождений, возраст которых становился все более молодым при продвижении с запада на восток. Интрузивная активность,

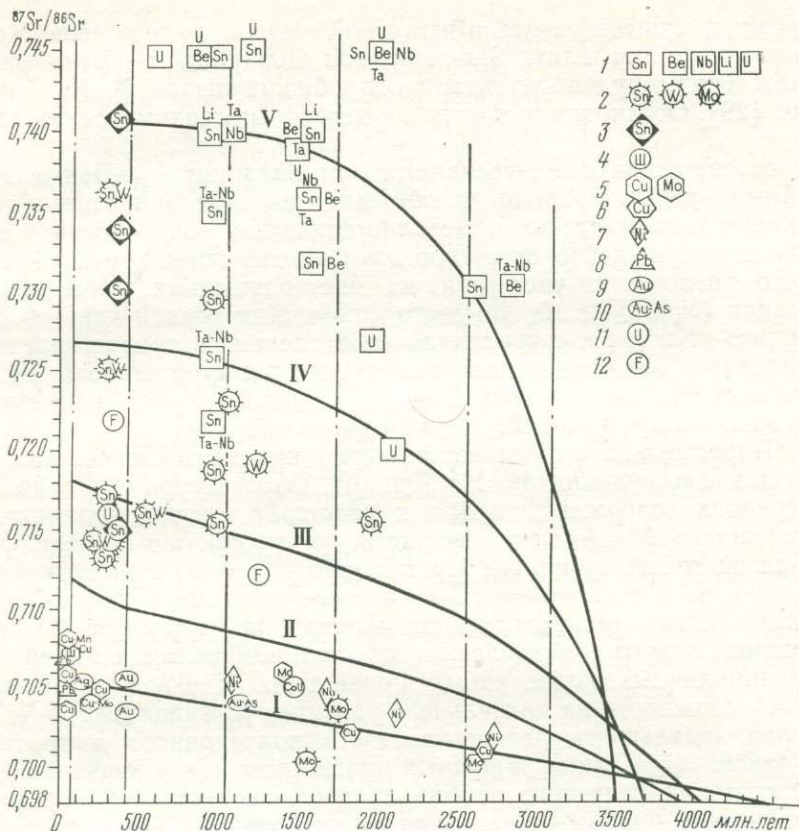


Рис. 27. Связь рудных месторождений различных генетических типов с генетическими рядами (I—V) гранитоидов в координатах первичное отношение изотопов стронция — рубидий-стронциевый возраст.

Месторождения: 1 — пегматитовые, 2 — жильные и грейзеновые, 3 — касситерит-сульфидные, 4 — скарново-шеелитовые, 5 — медно-порфировые, 6 — колчеданные, 7 — магматические медно-никелевые, 8 — скарново-полиметаллические, 9 — золото-кварцевые жильные, 10 — пятиэлементной формации, 11 — урановые жильные, 12 — флюоритовые

ассоциированная с обеими зонами Заварицкого—Беньофа, прекратилась в одно и то же время—примерно 50 млн. лет тому назад. Вероятно, именно тогда произошло наложение этих зон. Предполагается, что в результате этого Северо-Американская плита надвинулась на островную плиту. Сдвигание плит отразилось в позднемезозойском — третичном взбросе и эрозии Прибрежного кристаллического пояса.

В направлении погружения поверхности зон Заварицкого—Беньофа, т. е. с увеличением ее глубины, закономерно растет содержание калия в рудовмещающих изверженных породах не только в колчеданных провинциях, но и в провинциях с медно-порфировым оруденением.

Граниты полигенны и далеко не во всех случаях являются выплавками из мантии. В большинстве случаев их возникновение связано с весьма сложной историей границ плит, включающей рециркуляцию древних осадочных пород с явлениями течения, смешения и др. Д. Бен-Отманом был получен характерный тренд гранитондов (Анды—Япония—Сьерра-Невада—Гималаи) в координатах $\epsilon\text{Nd}—\epsilon\text{Sr}$, который располагается за пределами мантийных значений этих величин и интерпретируется как отражение рецикличности континентальной коры. Это хорошо совпадает со статистически выделяющимися генетическими рядами гранитондов, отвечающими изменению величин первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (рис. 27). Дискретное увеличение средних значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от ряда к ряду отвечает нарастанию числа циклов в процессе рециркуляции. Характерно, что к разным рядам гранитондов тяготеет и разное оруденение. Например, для накопления олова в эндогенных месторождениях необходимо проявление нескольких циклов.

Субдукция и метаморфизм

Главной рудогенетической особенностью субдукции, если таковая в действительности происходит, является процесс дегидратации погружающейся плиты. Попадая на глубины с высокими температурами и давлениями, породы океанической коры и их осадочного покрова интенсивно дегидратируются и дегазируются, теряя воду, углекислоту и другие летучие и попутно, конечно, рудное вещество. Этот процесс определяет островодужный вулканизм, метаморфизм и рудообразование. К этому следует добавить также, что при непрерывной независимой дегазации Земли зоны нарушений, т. е. зоны Заварицкого—Беньофа вообще собирают в себе поднимающиеся воды и другие летучие независимо от их происхождения и источника.

Геолого-геохимические данные свидетельствуют о широком выносе металлов при прогрессивном метаморфизме погружения. Выделяющиеся при субдукции вода и сопутствующие ей газы метаморфизуют вышележащие толщи и способствуют извлечению из различных пород большого количества различных металлов (см. табл. 7). Металлы, экстрагированные из высокотемпературных зон, могут накапливаться (без дальнего переноса) в низкотемпературных зонах на более высоких уровнях, формируя эпигенетические гидротермальные месторождения различного состава.

Рудогенерирующее влияние высвобождающихся при субдукции вод продолжается и за пределами зон интенсивного метаморфизма. В рудных провинциях металлогенетическое значение имеет также и региональный метасоматоз слабой интенсивности, охватывающий в пределах подвижных поясов земной коры площади в сотни квадратных километров. Образующиеся при этом региональные метасоматические формации имеют зональное строение со специфичным механизмом дифференциации вещества и рудоконцентрирования.

Эволюция единой геоструктуры

На примере Урала хорошо видно, как в пределах одной полиметальной рудной провинции месторождения различных металлов и различных генетических типов связываются целостностью геодинамического процесса становления и эволюции единой геоструктуры, рудообразование в которой обусловлено действием общей геотермальной гидросистемы (гидрофлюидной системы). Месторождения здесь рождаются в триединстве: магматизм—метаморфизм—рудообразование.

Как известно, по условиям возникновения и последующей эволюции геосинклинали весьма разнообразны. Субдукция в них не всегда происходит в соответствии с общепринятыми представлениями. Примером может служить Уральская эвгеосинклираль, формирование которой закончилось на островодужной стадии. В отличие от распространенной схемы геодинамики в системе материк—океан, где зоны спрединга (океанического рифта) и субдукции (островной дуги) удалены друг от друга на сотни километров, уральский рифт возник между двумя жесткими континентальными плитами. Таким образом, здесь при субдукции не океаническая плита поддвигалась под континентальную, а сблизились две континентальные плиты, что и обусловило, по мнению Н. Г. Берлянд, пространственное совпадение зон спрединга и субдукции при довольно близкой по времени смене первого второй. Все это повлияло на эвгеосинклиральную металлогению Урала, которая представлена известными магматическими месторождениями хромита и титаномагнетита, скарновыми месторождениями магнетита, колчеданными месторождениями вулканогенно-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов, гидротермальными кварцево-жильными месторождениями золота. Они достаточно разобщены в пространстве и по времени образования связаны с различными проявлениями и продуктами плутогенного и вулканогенного магматизма. Однако принадлежность их к единой эвгеосинклиальной зоне и связь с единым геодинамическим процессом несомненно свидетельствуют об их генетической общности, обусловленной влиянием общих факторов.

Геодинамические процессы океанической и переходной стадий сопровождалась интенсивным магматизмом в сочетании с поступлением жидких и газообразных флюидов, которые по объему значительно превосходили магматические расплавы, о чем ярко свидетельствуют масштабы метаморфического преобразования окружающих толщ. Рудообразование является прямым следствием распространения флюидов и их взаимодействия с пропитываемыми толщами. Здесь действовала единая для эвгеосинклинали геотермальная гидросистема, включающая как магматические и интрателлурические флюиды, так и рециркулирующую морскую воду.

В этой единой системе в широком диапазоне местных структурно-тектонических условий и более узком диапазоне физико-химических условий проявлялись все известные механизмы формирова-

ния месторождений разных металлов и генетических типов. Длительность рудообразования соответствует длительности геологических процессов, которые она сопровождает. Единая геотермальная гидросистема — первопричина не только образования рудных месторождений и метаморфизма окружающих их толщ, но и формирования «базальтового» слоя коры в его современном состоянии, параметры которого определяют закономерности размещения месторождений в Уральской эвгеосинклинали.

Некоторые общие соображения

Геодинамическая обстановка, тип геодинамической структуры в общем виде определяют и геохимический тип оруденения. В областях подъема легкого материала, конвекции, в условиях спрединга, рифтогенеза и на океанической коре возникают месторождения халькофилов и сидерофилов. Металлы поступают из верхних слоев мантии и окружающих толщ; рудообразующие растворы смешанные (вода ювенильная и океаническая). При субдукции наряду с халькофилами в рудообразовании участвуют и литофилы: металлы опускающейся океанической плиты и ее осадочного чехла. При обдукции в основном мобилизуются литофилы, которым повсеместно сопутствуют халькофилы; источник металлов — континентальная кора. В обоих случаях рудообразующие растворы — это метаморфогенная (высвобождающаяся) вода и сопутствующие ей газы, выделяющиеся при нагреве опускающейся коры. В горячих точках редкие литофильные металлы привносятся с больших глубин ювенильными расплавами и растворами в специфичном сочетании с сидерофилами; образуются также месторождения фосфора и алмазов.

При субдукции в рудообразование активно вовлекается осадочный чехол океанической коры, в котором могут концентрироваться идущие снизу металлы. Примером, вероятно, могут служить некоторые месторождения формации черных сланцев, присутствие в которых лития и других литофилов свидетельствует о процессе обдукции. И наоборот, металлы могут извлекаться и из осадочных отложений с образованием в вышележащих толщах эндогенных месторождений.

При современном толковании геодинамических процессов все лучше раскрывается длительность и сложность предьстории рудоотложения. Стирается грань между эндогенными и осадочными процессами в их общем вкладе в рудообразование: широкое проявление экзогенных источников металлов и рудообразующих растворов при формировании эндогенных месторождений и, наоборот, эндогенных источников при образовании экзогенных месторождений. В последнем случае отмечается большая роль в рудоконцентрации органики.

Итак, все геодинамические процессы и режимы потенциально рудопродуктивны. Современная обстановка в соответствии с принципами актуализма подсказывает, что должно нас интересовать в

событиях прошлых эпох. Комплекс геологических, геофизических (сейсмических, плотностных, магнитных и др.) и геохимических критериев дает возможность установить древние границы плит, континентальных рифтов, «горячие точки» и другие рудопродуктивные структуры.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Сейчас уже не вызывает сомнения большое разнообразие источников рудного вещества и механизмов рудообразования. Магматизм как универсальный первоисточник эндогенного оруденения достаточно быстро потерял свою монополию. Более того, многие геологи стали полностью отрицать связь гидротермального оруденения с магматизмом. Однако в настоящее время, несмотря на действительно широкое разнообразие источников рудного вещества и наличие эндогенных месторождений амагматического происхождения, большинству геологов очевидна и огромная роль магматизма в формировании отдельных типов и генетических групп рудных месторождений широкого спектра металлов. Магматизм был и остается важнейшим общегеологическим процессом, способствующим образованию многочисленных различных по условиям формирования и составу эндогенных рудных месторождений.

Одним из неопровержимых геологических фактов, свидетельствующих о генетической связи рудных месторождений с магматическими образованиями, об органичной связи процессов магматизма и рудообразования, о гармоничном сочетании обоих процессов в ходе эволюции вещества, являются поведение и закономерности распределения металлов, других элементов-примесей, рассеянных в земной коре и мантии.

Можно выделить несколько видов дифференциации рассеянных металлов, которая с помощью процессов магматизма приводит к селективному накоплению их промышленных руд.

I. Распределение вещества между земной корой и верхней мантией; магматизм мантийный и коровый.

II. Дифференциация в связи с разными типами магматизма; магматизм гранитоидный, базальтоидный, щелочно-карбонатитовый.

III. Дифференциация между формациями внутри единого типа магматизма гранитоидного ряда, базальтоидного ряда.

IV. Распределение вещества между дифференциатами единой интрузии, между фазами и фациями интрузии.

Если перейти к более дробному разделению продуктов магматизма, то и оно будет также сопровождаться дальнейшей дифференциацией и селективной концентрацией элементов-примесей.

Одной из важнейших закономерностей распределения металлов при их первичном рассеянии является вертикальная зональность — дифференциация по вертикали на разных уровнях организации вещества. Она находит свое отражение и по латерали, имеет региональное значение и, в свою очередь, влияет на размещение рудных

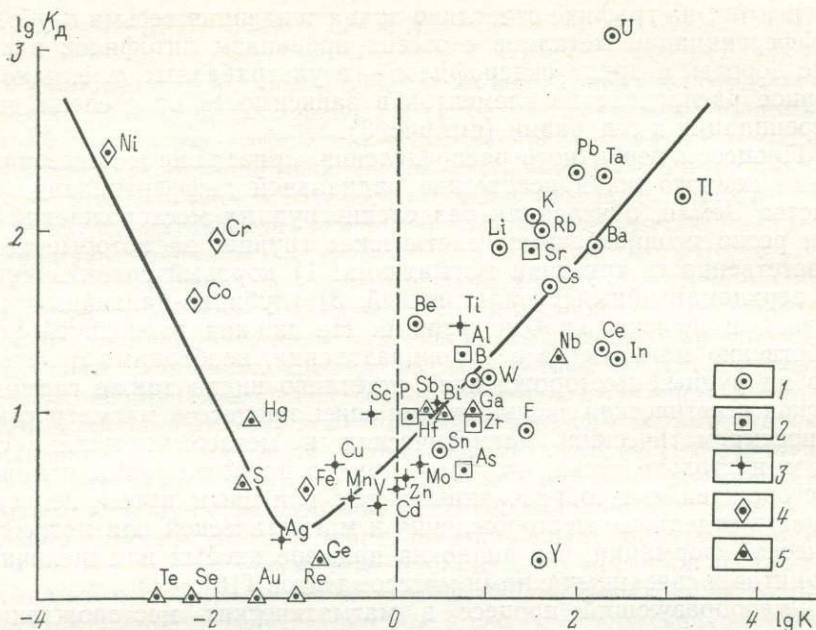


Рис. 28. Степень дифференциации K_d и накопления в кислых породах K химических элементов земной коры.

Элемент с максимальным кларком: 1 — в кислых породах, 2 — средних, 3 — основных, 4 — ультраосновных, 5 — каменных метеоритах (хондритах)

месторождений — организованных промышленных скоплений рассеянных металлов. Простыми, но существенными свидетельствами вертикальной региональной зональной дифференциации металлов служат резкое различие их кларков в разных типах изверженных пород, а также различие в содержании рассеянных металлов в породах земной коры и продуктах выплавки из мантии. Простой анализ любой таблицы кларков, по А. П. Виноградову или другим авторам [12], позволяет выявить ряд закономерностей.

На рис. 28 показана степень дифференциации K_d рассеянных в горных породах металлов, выраженная через отношение кларка максимального C_{max} к кларку минимальному C_{min} , при сравнении четырех групп изверженных пород — ультраосновных, основных, средних и кислых. Отчетливо видно, что различие в концентрации отдельных металлов в разных типах горных пород может достигать двух и даже трех порядков, т. е. отличаться в сотни и тысячи раз. Вторая координата графика рис. 28 отражает степень накопления металла в кислых породах, как крайнем члене дифференциации мантийного вещества, за эквивалент содержания металлов в котором приняты их кларки в каменных метеоритах (хондритах). Таким образом, степень накопления в кислых породах K равна отношению кларка кислых пород $C_{кп}$ к кларку каменных метеоритов C_x , т. е. $K = C_{кп}/C_x$.

В итоге на графике отчетливо видна тенденция весьма глубокой дифференциации металлов с отсепарированием литофилов в кислые породы, а ярких сидерофилов — в ультрабазиты, т. е. закономерное распределение элементов в зависимости от степени дифференциации и сепарации (см. рис. 3).

Процессы первичного распределения, приведшие к мезазональности земного шара вследствие радиальной дифференциации вещества Земли, обусловили разделение рудных месторождений на три резко неоднозначные генетические группы, за которые несут ответственность три типа магматизма: 1) коровый гранитоидный, 2) верхнемантийный базальтоидный, 3) глубинно-мантийный щелочной и щелочно-карбонатитовый. Не снижая важнейшей роли собственно магматизма в рудообразовании, необходимо отметить, что на рудных месторождениях отчетливо видна также гармоническая генетическая эволюционная связь процессов магматических и постмагматических, магматических и метасоматических. Эта связь настолько тесна, что часто трудно провести границу между месторождениями, образованными тем или иным путем, непросто отнести отдельные месторождения к магматической или метасоматической формации, что видно на примере кислых или щелочных гранитов и связанных с ними метасоматитов [16].

Рудообразующий процесс в магматических месторождениях длителен и не заканчивается в собственно магматическую стадию. Часто возникают споры о магматическом или гидротермальном происхождении того или иного месторождения, относящегося к формациям медно-никелевых руд в базитах, редкометальных гранитов, редкометальных гранитных пегматитов, метасоматитов в связи с гранитными пегматитами, редкометальных щелочных гранитов, метасоматитов в связи с щелочными гранитоидами, ультраосновных — щелочных пород, карбонатитов и связанных с ними метасоматитов и др. Вероятно, не столь существенно, где проходит граница между магматической и метасоматической стадиями в едином процессе, явно начавшемся в магматическую стадию и отчетливо продолжающемся в постмагматическую стадию с ее обширными явлениями метасоматоза.

Вряд ли необходимо резкое противопоставление процессов магматизма и метасоматоза, составляющих в данном случае единое целое. Ведь не зря стало обычным словосочетание «магматическое замещение» или «магматический метасоматоз». Приемлемо и обратное словосочетание — «метасоматический магматизм», которое вполне приложимо к процессу воздействия интрателлурических растворов на любые породы, приводящему к их расплавлению и гранитизации, сиенитизации, диоритизации и пр.

Плутоногенный магматизм

Общезвестно, что плутоногенный магматизм — важнейший процесс, способствующий образованию многочисленных разнообразных по условиям формирования и составу рудных месторождений.

Рудообразование, связанное с коровым гранитоидным магматизмом, весьма разнообразно по типам и механизму процессов, приводящих к рудоотделению и отложению, а также по набору металлов, дающих промышленные скопления. В противоположность базальтоидной магме рудное вещество здесь выносится за пределы магматической камеры и обычно отделяется на значительное расстояние от очага.

С гранитоидным магматизмом, помимо месторождений собственно редкометальных гранитов, в той или иной генетической связи находятся важнейшие группы эндогенных месторождений — пегматитовые, скарновые, грейзеновые и сиалические гидротермальные. Это те случаи, когда источник растворов и источник металлов и тепла совпадают. Но гранитоидный магматизм своими отделяющимися растворами может мобилизовать вещества из осадочных толщ и эвапоритов и тем самым быть соучастником формирования некоторых типов стратиформных месторождений. Наконец, в отдельных случаях только тепло, возникающее при гранитоидном магматизме, может обеспечить мобилизацию металлов из осадочных слоев и их последующую концентрацию в осадочных толщах, создавая еще один генетически более сложный тип стратиформных диплогенетических месторождений.

Редкометальные граниты

Редкометальные граниты, составляющие специфическую генетическую группу гранитоидов, относятся к типичным интрузивным образованиям и являются объектом детального изучения многих исследователей. Не только массивы, содержащие промышленные накопления литофильных редких металлов, но и все представители этого генетического типа гранитов по сравнению с другими типами отличаются повышенными содержаниями редких и некоторых рудных элементов: Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Zr, TR, Mn. Формирование собственно промышленных месторождений в редкометальных гранитах связано с широким проявлением высокотемпературного постмагматического метасоматоза. Это сближает их с грейзеновыми месторождениями, приводит к появлению таких названий типов месторождений, как «редкометальные апограниты», «альбититовые» месторождения и даже к объединению их в одну группу «альбит-грейзеновых» месторождений [3].

Типично коровая природа редкометальных гранитов, так же как и пегматитов, в последнее время подтверждается соотношением изотопов стронция [16]. Их первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ стало важным генетическим параметром, представляющим собой дополнительную информацию о происхождении горной породы или иного геологического образования и о тех изменениях, которые оно претерпевает в процессе своего становления и дальнейшего существования. Каждый минерал и горная порода образуются при

конкретном значении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, которое зависит от содержания стронция и рубидия в первичном субстрате перед кристаллизацией исследуемого минерала (породы). Чем больше это значение, тем длительнее и сложнее предьстория анализируемой породы.

Редкометальные граниты сильно отличаются от прочих гранитоидов аномально высокими первичными отношениями изотопов стронция (0,725—0,780), которое для мантийных продуктов близко к 0,700. Месторождения редкометальных пегматитов характеризуются еще большими значениями этого отношения, достигающими 0,810. Эти объективные данные еще раз подтверждают, что редкометальные граниты и редкометальные пегматиты являются продуктами собственно корового магматизма и связаны с гранитными сериями, которые характеризуются аномально высокими первичными отношениями изотопов стронция, свидетельствующими об их сложной истории становления, включающей многократное частичное плавление материала коры.

Редкометальные гранитные пегматиты

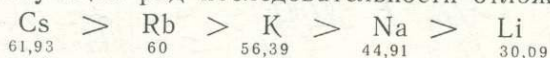
Редкометальные гранитные пегматиты представляют собой одно из сложнейших природных образований и относятся к наиболее дискуссионным объектам по происхождению и условиям формирования. Пегматиты гетерогенны и конвергентны, особенно если принимать во внимание только возникновение ассоциации собственно пегматитобразующих минералов. Примиряя различные точки зрения, можно сказать, что в одних случаях пегматиты могут выступать как продукты затвердевания обособленной от магматического очага остаточной магмы, в других — как выделение газово-жидкого раствора, состав которого находится в равновесии с составом силикатных минералов. Возникновение разнообразных типов пегматитов может быть обусловлено различным соотношением остаточного расплава и метасоматизирующих растворов.

Метасоматические явления во вмещающей среде (аллометасоматоз) довольно часто в больших масштабах сопутствуют пегматитообразованию. Автометасоматоз собственно редкометальных пегматитов — широко распространенный процесс, с которым обычно связано отложение основной массы редкометальных минералов. Хотя месторождения в *метасоматитах*, связанные с гранитными пегматитами, и выделяются в самостоятельную формацию, все же граница между ними и собственно пегматитовыми месторождениями по физико-химическим условиям формирования, источнику и набору металлов достаточно условна и не всегда различима. Не каждый раз даже удается установить, что первично здесь — процесс пегматитообразования или процесс метасоматоза.

Результаты детального изучения одного из месторождений цезий-биотитовых и холмквиститовых метасоматитов, включающих серии жил сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, позволяют предполагать, что в некоторых случаях пегматитовые тела могут возникать как конечный продукт взаимодействия гидротер-

мального раствора с кальциево-магнезиальными породами. Выявленные закономерности последовательного отложения различных продуктов метасоматоза и фиксации при этом щелочных металлов указывают на возможность реального существования такого механизма пегматитообразования.

При поступлении щелочных рудообразующих растворов в основные, богатые кальцием и магнием породы (например, различные амфиболиты и амфибол-биотитовые сланцы) происходит интенсивное кислотное-основное взаимодействие, приводящее к образованию в основных породах минералов и ассоциаций с высоким потенциалом щелочных металлов. При этом ввиду легкой диффузии щелочных металлов около основных пород, пронизываемых потоком растворов, закономерно должен возникнуть диффузный ореол повышенной «отраженной щелочности». В описываемом случае жильные пегматитовые ассоциации и представляют собой продукт такой отраженной щелочности. В ходе этого процесса происходит закономерная контрастная дифференциация щелочных металлов, сопровождающаяся растворением, переносом натрия и последовательным отложением привнесенных цезия, рубидия, калия и лития. Первым будет осаждаться металл, обладающий большей щелочностью, близкой к исходной максимальной щелочности поступающего раствора. Если мерой щелочности принять химическое сродство металла к протону [15], определяемое величиной приращения свободной энергии ΔZ_T^0 , то щелочные металлы образуют соответствующий ряд последовательности отложения:



Этот ряд полностью отвечает реальным геологическим данным. Максимальные концентрации цезия, высаживающегося в первую очередь, трассируют основные трещины — каналы поступления растворов (рис. 29, 30). Последней образуется кварц-альбитовая ассоциация (часто с литием), представляющая собой крайний продукт «отраженной щелочности» и рассматриваемая обычно как один из пегматитовых комплексов.

Аналогичные закономерности формирования выявлены и на пегматитовом поле, приуроченном к габбро-анортозитовому массиву, расположенному в области контакта архейских гранитогнейсов с нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями. Структурно-геохимические критерии показывают, что и здесь формирование литиево-рубидиево-цезиеносных метасоматитов по габброидам было завершено в основном в допегматитовую стадию. Образованные позднее жильные пегматитовые комплексы в какой-то их части вполне могли возникнуть в результате взаимодействия гидротермального раствора с габброидами.

Грейзеновые месторождения

Грейзеновые месторождения — достаточно общеизвестная и хорошо изученная рудная формация. Грейзенизация —

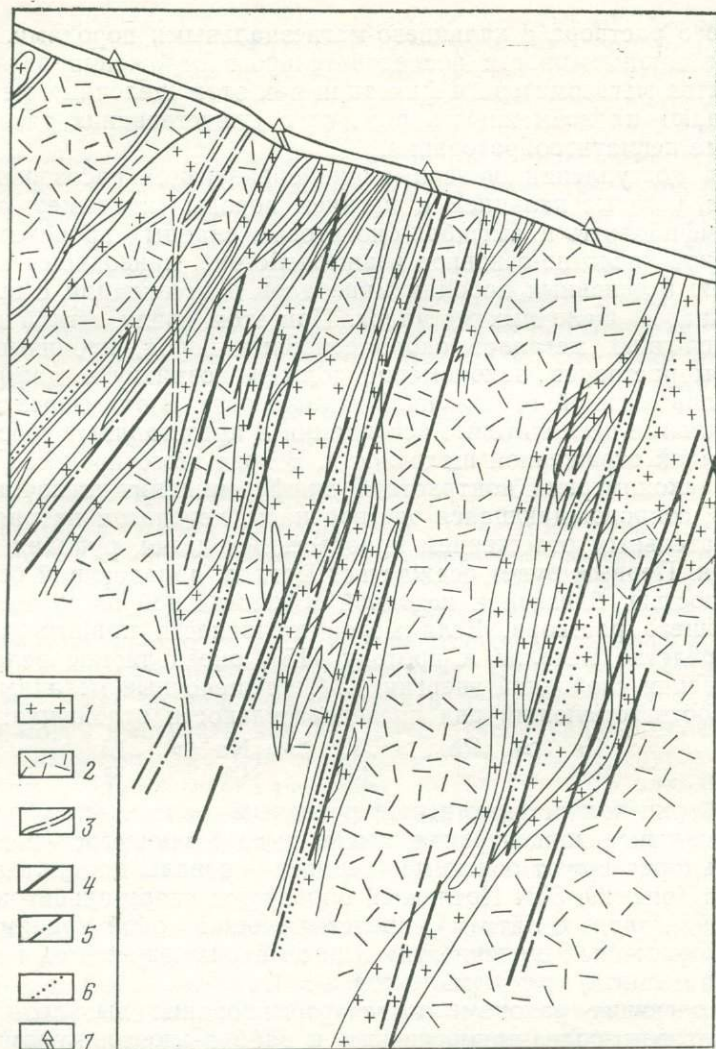


Рис. 29. Резко контрастное распределение редких щелочных металлов в околопегматитовых рудоносных метасоматитах с зональным осаждением максимальных концентраций цезия, рубидия и лития вблизи трещин — каналов поступления растворов; поперечный геолого-геохимический разрез рудного поля:

1 — пегматитовые жилы; 2 — измененные рудоносные амфиболиты и кварц-биотитовые сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4—6 — зоны максимальных концентраций: 4 — лития, 5 — цезия, 6 — рубидия; 7 — скважины

сложный процесс постмагматического высокотемпературного преобразования гранитоидов и покрывающих их пород под влиянием остаточных кислых растворов, богатых летучими компонентами и кремнеземом и непосредственно связанных с гранитоидными интрузиями. Процесс характерен для кислых и ультракислых магм,

формирующих интрузивы в средне- и малоглубинных условиях (1,5—4 км). Наряду с изменением пород, которое начинается с выщелачивания породообразующих минералов и последующего их замещения кварцем, мусковитом, серицитом, топазом, турмалином, флюоритом и др., грейзенизация сопровождается образованием руд вольфрама, бериллия, молибдена, мышьяка, висмута, циркония, тантала, ниобия, редких земель и др. Рудами становятся как сами грейзены, так и сопровождающие их кварцевые, топаз-кварцевые, турмалин-кварцевые жилы и прожилки.

Редкометалльные граниты, пегматиты и связанные с ними метасоматиты, грейзены и сопровождающие их высокотемпературные кварцевые жилы в аспекте промышленных рудных концентраций представляют собой по сути дела генетически единую группу, связанную с однотипными газовой-жидкими растворами, едиными по происхождению, свойствам и составу. Они характеризуются общностью физико-химических условий образования и различаются только геологической обстановкой и второстепенными особенностями источников. Недаром им свойствен в основном один и тот же набор металлов одинаково малой концентрации.

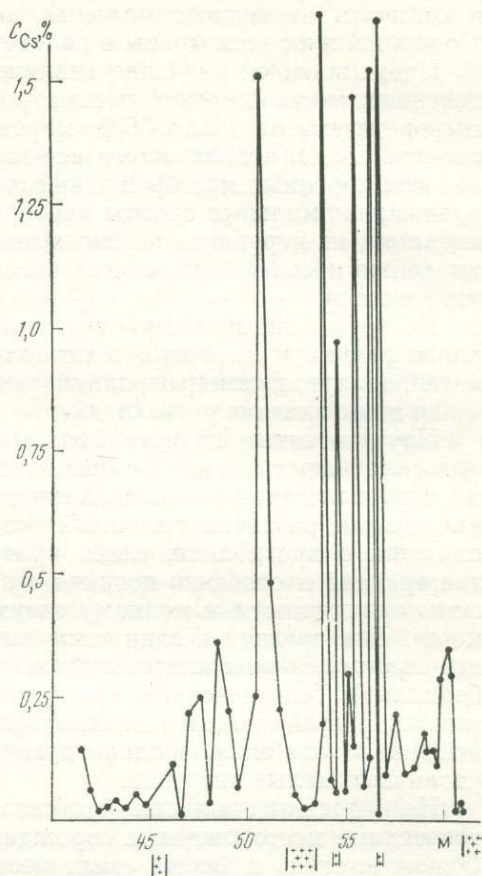


Рис. 30. Распределение содержаний цезия в измененных амфиболитах по одной из буровых скважин

Сиалические гидротермальные месторождения

Сиалические гидротермальные месторождения распространены широко, содержат промышленные скопления большого числа важных металлов, формируются в довольно однообразных геологических условиях и обладают большим набором признаков, позволяющих однозначно судить об их происхождении

и отличать от гидротермальных месторождений иного генезиса. Подробно они рассмотрены в работе [3].

Промышленное значение сиалических гидротермальных плутоногенных месторождений весьма велико. В этих месторождениях сосредоточено от 40 до 55 % мировых запасов вольфрама, меди, свинца, цинка, золота, почти все запасы молибдена, три четверти запасов коренных месторождений олова, одна пятая часть запасов урана, значительные запасы серебра, сурьмы, мышьяка, висмута, кобальта, из нерудных полезных ископаемых — флюорита. Известны также промышленные месторождения железа, марганца, ванадия, никеля.

Из руд описываемых месторождений извлекается большое число редких и рассеянных металлов: германий, кадмий, индий, селен, теллур, галлий, бериллий, редкие земли, ниобий, литий, рений и даже платина и палладий.

Плутоногенные гидротермальные месторождения характерны для складчатых областей с преобладанием сиалического магматизма и металлогении миогеосинклинального профиля, в которых ранняя стадия развития геосинклинали, отвечающая периоду преобладающего прогибания, слабо проявлена. Здесь получили развитие средняя и особенно поздняя стадия, соответствующие главной фазе складчатости и полному затуханию геосинклинального процесса. Для средней стадии типичны плутоногенные гидротермальные *месторождения интраинтрузивного класса* (вольфрама, олова, бериллия), генетически и пространственно связанные с пегматитовыми и грейзеновыми полями; для поздней стадии — многочисленные *месторождения апоинтрузивного класса*, сопровождающие различные малые интрузии.

Не подлежит сомнению, что сиалические гидротермальные плутоногенные месторождения порождаются гранитным магматизмом. Однако степень и форма связи месторождений с интрузиями разнообразны, они не укладываются в какую-либо единую универсальную схему, как это представлялось в свое время В. Эммонсу и А. Ферсману.

Месторождения образуются не только в различных геоструктурных зонах, в разных частях и на разных этапах их развития, но и в связи с различными формациями и фациями гранитоидов, отражающими до некоторой степени соответствующие геотектонические условия.

Относительное обогащение гранитной магмы теми или иными металлами вызывается различными причинами, недоступными непосредственной проверке. В этом случае, как и во многих других, мы опираемся на более или менее удачные логические построения, вовлекая с течением времени в обсуждение все большее число разнообразных факторов. Неравномерное содержание металлов-примесей в гранитоидах объясняется как процессами, протекающими внутри самой магмы, так и химизмом среды, в которой она зарождается. В первом случае играют роль явления гибридизма и ассимиляции, а также эманационная дифференциация, с которой свя-

зывается, в частности, обогащение эндоконтактовых, особенно апикальных, частей интрузивов оловом, вольфрамом, молибденом, бериллием, фтором и другими элементами.

Специфика металлогенических провинций определяется зараженностью соответствующими металлами тех участков земной коры, в которых возникает палингенная гранитная магма. Палингенное происхождение оловоносных интрузий, например, за счет расплавления песчано-глинистых пород дает возможность предполагать локальное обогащение последних оловом и другими металлами [3]. Такие обогащенные песчано-глинистые фации в пределах провинции отлагались в одинаковых геолого-структурных и физико-химических условиях, в единой палеогеографической обстановке, что и отразилось на размещении соответствующих эндогенных металлогенических поясов. Последующее выветривание гранитоидов вновь может привести к избирательному накоплению металлов в определенных фациях песчано-глинистых пород, а затем к новому вовлечению их в расплав. Это может повторяться неоднократно со все более глубоким разделением металлов и большей специализацией интрузий. В связи с этим обращает на себя внимание закономерное увеличение во времени (от древних металлогенических эпох к молодым) количества оловорудных месторождений и их масштаба. Все это хорошо укладывается в современные представления о рецикличности гранитоидов и совпадает с высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, которые свойственны материнским гранитоидам оловорудных месторождений (см. рис. 27).

Повышенная оловоносность гранитоидных интрузий, отдающих затем олово сопутствующим месторождениям, может быть связана и с ассимиляцией.

Генетическая связь месторождений интраинтрузивного класса с интрузивом устанавливается по ряду объективных признаков. В первую очередь это пространственное сочетание и взаимпереходы с грейзеновыми, пегматитовыми или скарновыми телами, несущими то же самое оруденение. Наиболее типичны для месторождений данного класса кварцевые жилы с промышленными концентрациями вольфрама, олова, молибдена, в меньшей степени бериллия, ниобия, редких земель, обычно сопровождающие лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты.

Большинство плутоногенных гидротермальных месторождений относится к апоинтрузивному классу с разной степенью удаления их от интрузивов, послуживших источником рудного вещества. Непосредственной пространственной ассоциации месторождений с материнскими интрузивами в данном случае не наблюдается, что приводит к различным взглядам на возможность связи некоторых из них с гранитным магматизмом вообще, вплоть до полного ее отрицания. Однако по условиям и механизму образования месторождений этого класса близость источника рудообразующих растворов исключается, и всякие попытки увидеть его рядом, да еще в одном горизонтальном сечении, всегда должны вызывать сомнение.

Распределение месторождений разных металлов по их морфогеологическим типам (на каждые сто месторождений)

Тип месторождения	W	Sn	Au	Mo	Cu	Pb, Zn
Выполнения трещин и их систем:	100	83	75	64	32	37
жилы	87	67	73	48	30	37
штокверки	13	16	2	16	2	—
Метасоматического замещения:	—	17	25	8	21	63
вкрапленные	—	2	16	—	9	2
массивные	—	9	—	—	12	56*
в зонах дробления, рас- сланцевания	—	6	9	8	—	6
Комбинированные (прожилко- во-вкрапленные)	—	—	—	28	47	—

* Из них 40 по известнякам.

К числу важнейших критериев связи месторождений с гранитным магматизмом относится зональность в расположении рудных скоплений различных металлов вокруг гранитных массивов и их групп. Проявляется она далеко не везде и не всегда, но стала весьма популярной благодаря В. Эммонсу, который положил ее в основу своей схемы формирования гидротермальных месторождений. Помимо В. Эммонса, характерные примеры такой зональности описаны В. Смирновым, Ч. Парком, Х. Дьюи, Р. Сэлсом и Ч. Мейером, Д. Эвансом, А. Эдвардсом и др. Интересные данные о зональности можно найти в трудах Пражского симпозиума, посвященного проблемам постмагматического рудообразования, на котором этот вопрос был одним из главных предметов дискуссии [10].

В основе всех проявлений зональности лежит единая закономерность, выражающаяся в смене высокотемпературных месторождений и минеральных ассоциаций более низкотемпературными по мере удаления от одиночного крупного интрузива или центра поля интрузивов. Зональность отражает в пространстве ту последовательную смену минеральных парагенезисов во времени (стадии рудоотложения), которая в тех или иных качественных и количественных сочетаниях наблюдается на каждом месторождении.

В отдельных месторождениях эта же закономерность проявлена в виде вертикальной зональности.

Количественное распределение месторождений разных металлов и различных классов по морфогеологическим типам неоднозначно (табл. 14). Так, например, интраинтрузивные месторождения олова, вольфрама и молибдена представлены жилами и шток-

верками, большинство золоторудных месторождений — жильные, медь с часто сопутствующим молибденом образует крупнейшие месторождения прожилково-вкрапленного типа, а свинцово-цинковые полиметаллические руды — метасоматические залежи в известняках. Некоторая статистика свидетельствует о закономерности уменьшения количества месторождений жильного и штокверкового типов у металлов, отлагающихся в наибольшем удалении от материнской интрузии, за счет увеличения числа месторождений, образующихся метасоматическим путем. Если учесть особую роль месторождений прожилково-вкрапленного (медно-порфирового) типа, то получается определенный ряд от вольфрама через олово, молибден и золото к меди, свинцу и цинку. Рудоконтролирующее трещинообразование в направлении от интрузивов явно затухает, и растворы для сбрасывания своего полезного груза вынуждены изыскивать иные возможности. Это вполне естественно, так как в зоне контакта таких разнообразных сред, какими являются гранитный массив и окружающие его толщи, обязательно должны были возникнуть дополнительные напряжения, которые способствовали появлению дополнительных систем трещин, повышению трещиноватости и проницаемости приконтактовой зоны в целом.

Структурно-геологические позиции рудных полей, хотя и определяются в большинстве случаев положением и типом гранитного массива, с которым ассоциируют месторождения, все же весьма разнообразны. Размеры рудных полей зависят от геохимического типа месторождений. Средние значения их колеблются от 2 км² для полей вольфрамовых и молибденовых месторождений интраинтрузивного класса до 30 км² для месторождений олова и еще больше для золота. Месторождения, как и интрузивы, с которыми они связаны, могут располагаться в различных структурах: 1) по разломам и в зонах разломов, расланцевания, повышенной трещиноватости; 2) в осевых частях и крыльях антиклиналей; 3) в осевых частях и крыльях синклиналей. Рудоконтролирующие структуры могут формироваться раньше и одновременно с месторождениями.

Длительность рудообразования сопоставима с длительностью образования тектонических структур.

Не только интраинтрузивные, но и многие апоинтрузивные месторождения локализуются внутри гранитоидных массивов, подчиняясь внутриинтрузивной тектонике. Вмещающими в таких случаях могут быть затвердевшие краевые части материнских интрузивов, их апофизы и самостоятельные мелкие тела, выклинивающиеся на глубине: штоки, трубообразные залежи, дайки и др. Апофизы и небольшие интрузивы отражают движение расплава вдоль трещинных зон, поражающих часто не только породы кровли, но и ранее затвердевшие части магматического тела. Это способствует попутному удалению из последнего рудообразующих флюидов, которое, в свою очередь, приводит к образованию месторождений не только внутри этих интрузий, служащих зонами повышенной проницаемости, но и в окружающих породах.

При оценке промышленного значения плутогенных гидротермальных месторождений уже обращалось внимание на большое число концентрирующихся в них металлов. Месторождения этой группы в большинстве своем комплексные. Пожалуй, только некоторые типы золотоносных жил в силу низких требований к концентрации в руде этого металла, играющего особую роль в жизни человечества, не содержат промышленных концентраций металлов-спутников. Такое отличительное свойство сиалических плутогенных гидротермальных месторождений хорошо отражает условия и механизм их образования и одновременно создает серьезные, иногда непреодолимые трудности при попытке их классификации и выделения универсальных рудных формаций. В результате группа в целом и месторождения отдельных металлов в частности в настоящее время подразделяются на разнообразные формации и семейства, общее число которых колеблется у отдельных исследователей от единиц до сотен. Связано это с неустойчивостью и неопределенностью критериев разделения, классификационных признаков.

Если все же попытаться классифицировать месторождения этой обширной группы, то в первую очередь следует подчеркнуть, что по преобладающему металлу они уже подразделены на геохимические типы, из которых десять главных типов отвечают месторождениям вольфрама, олова, молибдена, золота, кобальта, меди, свинца и цинка, урана, сурьмы, мышьяка; к ним присоединяется флюоритовый тип. Прочие геохимические типы представлены имеющими существенно меньшее значение месторождениями висмута, серебра, марганца, железа, ванадия. Некоторые постоянные сочетания преобладающих металлов, специфические черты и геологические условия нахождения месторождений приводят к выделению ряда рудных формаций, отнюдь не объединяющих всех представителей гидротермальной плутогенной группы.

К таким главным формациям относятся: золоторудная, включающая многочисленные жильные месторождения одного золота; золото-мышьяковая; свинцово-цинковая с месторождениями замещения карбонатных пород; медно-молибденовая (медно-порфировая) с подформацией собственно медных месторождений; олово-вольфрамовая интравязивного класса; олово-сульфидная; урановая; пятиэлементная (серебро, кобальт, никель, висмут, уран); сурьмяная; железо-марганцевая жильная; золото-серебряная. Из нерудных заслуживает внимания флюоритовая формация.

Сопоставление средних содержаний металлов в рудах и кислых интрузивных породах дает возможность получить коэффициент концентрации (КК). Этот коэффициент показывает, в частности, что в качестве источника кобальта, никеля, меди, ванадия нет никакой необходимости привлекать основные породы, так как концентрация этих элементов в гранитоидах вполне достаточна для того, чтобы обеспечить их накопление в сиалических плутоген-

Элементы

	Главные										Второстепенные							Рассеянные							КЧ						
	W	Sn	Mo	Au	Cu	Pb	Zn	U	Co	Sb	As	Ag	Ni	Bi	Be	TR	Nb	Li	Mn	V	Hg	In	Cd	Se		Te	Ga	Ge	Pt	Pd	Re
Геохимические типы	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,45
W	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,20	
Sn	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,65	
Mo	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,45	
Au	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,40	
Cu	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,15	
Pb, Zn	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,45	
U	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,55	
Co	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,60	
Sb	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,70	
As	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,70	
КД	0,67	0,44	0,33	0,0	0,11	0,22	0,67	0,22	0,56	0,33	0,0	0,56	0,11	0,89	0,67	1,00	1,00	0,89	0,78	0,78	0,89	0,67	1,00	0,78	1,00	0,89	0,89	1,00	1,00		

Рис. 31. Сочетания промышленных концентраций металлов в различных геохимических типах сиалических гидротермальных месторождений.

КД — коэффициент дифференциации; КЧ — коэффициент чистоты

ных гидротермальных месторождениях. Следует добавить также, что их КК значительно меньше КК вольфрама, т. е. эти металлы могут быть извлечены даже из меньших объемов гранитной магмы, чем вольфрам, который никто не решится связывать с основными породами. По величине КК резко различаются три группы металлов. К первой относится большинство металлов, имеющих средние значения КК в пределах 650—3660; ко второй — сурьма, висмут, мышьяк, ртуть, селен, КК которых оценивается в десятки тысяч, а для сурьмы и висмута даже в $1-1,3 \cdot 10^5$; к третьей — рассеянные металлы, которые добываются при весьма низких содержаниях, и их КК, естественно, очень мал. Галлий из сфалерита извлекается при $КК < 1$, так как главная его масса сосредоточена в силикатах.

Из магматического очага всегда выносятся ассоциации металлов. Несмотря на сильную тенденцию к их дифференциации при выносе, транспортировке и отложении, приводящей к преобладанию одного или двух металлов, полного их разделения не происходит. Комплексность месторождений усиливается присутствием в них рассеянных металлов, концентрация которых может достигать промышленных масштабов.

В месторождениях интраинтрузивного класса часто отмечаются промышленные концентрации металлов-спутников, образующих самостоятельные апоинтрузивные месторождения, и наоборот. Многочисленные комбинации промышленных скоплений главных, второстепенных и рассеянных металлов видны на рис. 31 (приведены только случаи, когда металл добывается или подсчитаны его запасы). Степень и чистота разделения здесь переданы числовыми коэффициентами дифференциации (КД) и чистоты (КЧ).

Коэффициент дифференциации равен 1,0, когда металл концентрируется до промышленных масштабов только в месторождениях одного геохимического типа, и равен 0,0, когда он находится в промышленных количествах во всех десяти главнейших типах. С получением новых данных и увеличением числа месторождений

Распределение месторождений различных металлов по минеральным типам жильного выполнения (на каждые сто месторождений)

Типы жил	Mo	W	Au	Sn	Cu	Pb, Zn
Кварцевые	100	94	73	52	42	20
Кварц-полевошпатовые		3				
Кварц-турмалиновые		3	2	24	16	2
Кварц-карбонатные			16			15
Кварц-баритовые					11	5
Кварц-сульфидные			4	2	5	
Кварц-карбонат-баритовые						15
Кварц-карбонат-сульфидные				2		
Кварц-барит-сульфидные						2
Карбонатные				4		
Баритовые			1			10
Сульфидные			4	16	26	31

в выборке КД может только уменьшаться, но и сейчас уже он равен единице лишь у пяти второстепенных и рассеянных элементов. Что же касается главных металлов, то даже у наиболее отсепарированных из них КД равен 0,67. Наибольшими значениями КД характеризуются металлы, занимающие крайние положения в едином генетическом ряду, образующие близкие к материнской интрузии месторождения интраинтрузивного класса (вольфрам и его спутники) или, наоборот, месторождения, сближающиеся с телетермальными (ртуть, сурьма).

Коэффициент дифференциации главных металлов находится в прямой взаимозависимости с коэффициентом концентрации. Такое соотношение этих двух независимых показателей, выведенных совершенно различными методами, еще раз убедительно подтверждает генетическую связь сиалических плутоногенных гидротермальных месторождений с гранитными интрузиями как источником рудного вещества. Сама же закономерность имеет простое объяснение: чем в большем числе месторождений и их типов распространен данный металл (чем меньше КД), тем меньше его содержание в руде превышает содержание в гранитоидах (тем меньше КК).

Коэффициент чистоты разделения учитывает комплекс двенадцати главных и второстепенных металлов-спутников, сопровождающих в промышленных концентрациях преобладающий металл. В месторождениях вольфрама, золота, меди, кобальта и урана он близок и составляет $0,5 \pm 0,1$; у полиметаллических свинцово-цинковых месторождений и месторождений олова, входящего в промышленные силикатные и сульфидные парагенезисы, КЧ небольшой. Наиболее высокий КЧ у сурьмы и мышьяка, отличающихся весьма высоким КК и образующих преимущественно наиболее удаленные от источника и относительно низкотемпературные месторождения, которые имели возможность лучшей очистки.

Таблица 16

Распространение главнейших типов околорудных изменений на плутогенных гидротермальных месторождениях различных металлов и флюорита, %

КО*	Тип изменения	W	Mo	Sn	Au	Cu	Pb, Zn	U	Флюорит
1,0	Окварцевание	70	95	60	65	60	75	30	65
	Серицитизация	70	95	60	55	60	55	40	55
	Хлоритизация	20	35	40	50	55	30	70	20
	Пиритизация	25	40	30	70	65	20	50	20
0,9	Карбонатизация	0	25	20	70	15	40	50	20
	Калишпатизация	0	45	30	26	26	15	25	25
	Эпидотизация	25	30	15	18	20	15	25	0
	Каолинизация	12	35	12	20	30	10	30	0
0,7	Турмалинизация	45	0	65	18	15	18	0	0
	Биотитизация	20	0	18	25	30	15	0	0
	Вынос железа (осветление)	27	0	23	0	20	20	0	45
0,4	Флюоритизация	28	0	25	0	0	0	0	100
	Грейзенизация	65	19	28	0	0	0	0	0

* КО — коэффициент общности, равный 1 при проявлении данного изменения во всех восьми геохимических типах месторождений.

СОСТАВ ЖИЛЬНЫХ ТЕЛ

Месторождения разных типов различаются составом жильных тел (табл. 15). По мере удаления от материнской интрузии роль кварца как жильного тела заметно уменьшается, он все более уступает место карбонатам, бариту, сульфидам. При этом увеличивается и общее число минеральных типов жил: от одного для молибденовых и трех для вольфрамовых, до пяти—восьми для олова, меди, свинца и цинка.

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Рудообразующие растворы не замкнуты в тех объемах, где происходит рудоотложение. Они взаимодействуют с вмещающими породами, поэтому рудные тела бывают окружены зоной околорудного изменения, на многих месторождениях имеющей значительные размеры. Нередко не только отдельные месторождения, но и их группы и рудные поля полностью заключены внутри крупных зон гидротермально измененных пород, связанных обычно с участками повышенной деформации, рассланцевания, смятия или дробления. Это явление относится не только к месторождениям описываемой группы. Оно присуще всем процессам наложенного оруденения, но по сиалическому гидротермальным плутогенным месторождениям имеются определенные статистические данные, подтверждающие эту всеобщую закономерность (табл. 16).

В основном околорудные изменения довольно стандартны и определяются привносом в боковые породы главным образом воды, углекислоты, бора, фтора, серы в сопровождении кремния и калия. Обращает на себя внимание закономерный привнос растворами магния, приводящий к появлению турмалина в составе жильных тел, турмалинизации и хлоритизации кислых силикатных боковых пород и доломитизации известняков, если рудные тела образуются среди последних. С другой стороны, в зонах околорудных изменений распространен вынос железа, хорошо распознающийся по характерному осветлению окружающего рудные залежи пространства. Выделяется группа обязательных изменений, распространенных в месторождениях всех типов или в подавляющем их большинстве ($KO=1,0-0,9$).

ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические месторождения

С плутоногенным базальтоидным магматизмом связаны собственно магматические месторождения. Процесс отделения и концентрации рудного вещества происходит здесь в замкнутой системе. Расплав сочетает в себе все три источника — энергию, рудное вещество и среду, но механизмы отделения рудного вещества и его концентрации весьма разнообразны и приводят к возникновению месторождений разных генетических типов.

Основными рудообразующими процессами в условиях базальтоидного магматизма являются: 1) ликвация рудно-силикатных систем с отделением рудного расплава в результате гравитационной сепарации или отжима в трещины в связи с тектоническими напряжениями; 2) ранняя кристаллизация рудных минералов в силикатном расплаве с последующей их концентрацией путем сегрегации и аккумуляции еще до полного отверждения оставшейся части расплава; 3) поздняя кристаллизация из остаточных расплавов — позднемагматические (гистеромагматические и фузивные) месторождения [3].

При взаимодействии базальтовой (габбровой) магмы с известняками возможен и механизм магматического метасоматоза и би-метасоматоза, который может привести, в частности, к образованию некоторых типов титаномагнетитовых рудных тел, сопровождаемых пироксенитами и другими породами с повышенным содержанием кальция. Геологическая обстановка некоторых уральских месторождений (Первоуральское, Висимское, Баронское и др.) вполне соответствует этому.

В последнее время все более ясно, что собственно магматические месторождения не всегда имеют такую простую историю формирования, как это представлялось длительное время [2]. Как уже было сказано, для некоторых из них, в первую очередь месторождений сульфидно-никелевого типа, возможно определяющее участие интрателлурических растворов, на чем подробнее мы еще

остановимся. Известные хромитовые и титаномагнетитовые месторождения Урала приурочены к гипербазит-габбровым комплексам офиолитовой ассоциации. Промышленные концентрации этих руд связываются с высокотемпературным воздействием на материнские породы флюидов, отделяющихся от более молодых магматитов или же, что более вероятно, растворов на основе рециклинга нагретых океанических вод. Отмечается широкое проявление процессов вторичной оливинизации, пироксенизации, амфиболизации, сопряженных с мобилизацией и последующей концентрацией первичного рудного вещества титаномагнетитовых и хромитовых месторождений.

Скарново-магнетитовые месторождения

Помимо группы собственно магматических месторождений, прямая связь которых с базальтоидным магматизмом ясна и определена, с ним традиционно связываются другие многочисленные месторождения железа, цветных и благородных металлов. Остановимся подробнее на таком распространенном типе, как скарново-магнетитовые месторождения, представляющие собой, в первую очередь, хороший пример полигенности и конвергентности.

С поступательным развитием науки о рудных месторождениях и геологии в целом, опирающимся на все возрастающее количество фактического материала, совершенствование его анализа и синтеза, познание природы вещей вообще, мы начинаем все более различать генетическую неоднородность отдельных групп рудных месторождений и их формаций, недостаточность, мелкомасштабность привычной для нас систематики. Это хорошо заметно, например, для важнейших формаций пегматитовых и колчеданных месторождений, полигенность (гетерогенность) которых сейчас ни у кого не вызывает сомнений. Также полигенной является формация (группа) скарновых железорудных месторождений.

СКАРНЫ И РУДЫ

Месторождения, объединяемые понятием «скарновые магнетитовые», по своему происхождению относятся к различным генетическим типам, диапазон геологических условий образования и механизмов формирования которых весьма значителен и выходит далеко за рамки собственно скарнового процесса. Успехи в изучении скарнов, создание общепризнанной теории скарнообразования невольно отгеснили саму проблему оруденения. Когда рассматривается происхождение скарновых рудных месторождений, то всегда детально останавливаются на генезисе и условиях образования скарнов и скарновых зон, сложенных различными силикатами, не уделяя при этом должного внимания сопутствующему оруденению. Вместе с тем не руда сопутствует скарнам, а, наоборот, длительный и сложный процесс рудоотложения сопровождается развитием скарнов, причем только при благоприятном сочетании суммы факторов.

Будучи важнейшим поисковым признаком, скарны в рудообразовании — явление второстепенное. Привнос колоссальных количеств железа, обусловивший накопление миллиардов тонн магнетита в отдельном месторождении, с помощью теории скарнообразования необъясним, в механизм формирования скарновых зон не укладывается. Нет прямой связи между количеством руды и скарнов. Наоборот, иногда наблюдается обратная тенденция: чем больше руды и чем крупнее месторождение, тем меньше проявлены скарны. Количество руды, так же как и количество регионально-метасоматических образований, определяется только количеством вещества, заключенного в растворах, и длительностью его поступления, тогда как развитие скарнов лимитируется еще и количеством взаимодействующих пород.

Для понимания сути процесса происхождения скарновых железорудных месторождений необходимо избавиться от гипноза скарнов, преодолеть одну из распространенных логических ошибок: возведение второстепенного явления скарнообразования в главное, определяющее. Этот малозначащий генетический признак резко отделяет скарновые магнетитовые месторождения от месторождений, родственных им по происхождению, но не сопровождающихся скарнами. Между тем скарны — это частность. Специальных скарнообразующих растворов не существует. Если обычный гидротермальный магнетитообразующий раствор попадает в благоприятную в геологическом и физико-химическом отношении среду отложения, то происходит сопутствующее скарнообразование, если нет, то скарны не образуются (например, ряд месторождений и залежей Высокогорского и Гороблагодатского рудных полей на Урале). Следует добавить, что все чаще описываются в литературе и такие скарново-магнетитовые месторождения, в которых скарны как метаморфические образования наложены на руды (Кумыштагский рудный район, Киргизия; Солонго, Забайкалье; о-в Эльба). В этом случае они связаны уже совсем с другими процессом, растворами и источниками.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При одном и том же процессе образования скарнов в формировании промышленных магнетитовых месторождений, сопровождаемых развитием одних и тех же скарновых зон, участвуют самые различные геологические процессы, протекавшие в разной обстановке и связанные с разными источниками рудного вещества. Если представить генетические типы железорудных месторождений от собственно магматических до осадочных в едином ряду эволюционного развития геологических процессов, то в числе уральских магнетитовых месторождений и месторождений других провинций мира, традиционно относимых к скарновым контактово-метасоматическим, можно увидеть месторождения, образованные с участием иных механизмов.

Главные генетические типы скарновых железорудных месторождений

Геологический процесс	Генетический тип	Типоморфный геологический тип	Примеры
Плутоногенный магматизм	Магматический	Трубки прорыва	Анзасское; Сибирь Теченское; Урал Г. Магнитная; Урал Покровское; Урал
	Пневматолитовый	—,—	
Вулканизм	Гидротермально метасоматический	Приконтактный Стратиформный	Эль Лако; Чили Каچارское; Тургай Елтайское; Тургай Коржункульское; Тургай Каражал; Централь- ный Казахстан
	Магматический	Трубки прорыва	
	Пневматолитовый	—,—	
Деятельность интрателлурических растворов	Гидротермально метасоматический	Приконтактный Стратиформный	Адирондак; США Лебяжинское; Урал Таежное; Алдан Центральная Швеция
	Гидротермально осадочный	—,—	
	Вулканогенно-осадочный	—,—	
	Магматический	Контактный	
	Гидротермально метасоматический	Приконтактный	
	Гидротермально осадочный	Стратиформный	
		—,—	

Систематизация и сопоставление геологических условий образования и нахождения магнетитовых месторождений различных генетических типов, личное знакомство с подавляющим большинством характерных месторождений этих типов, а также длительный опыт изучения скарновых железорудных месторождений дают возможность достаточно уверенно предполагать, что среди последних можно выделить значительное число генетических разновидностей, примерная классификация главных из которых дана в табл. 17, а различие геологических условий иллюстрируется довольно простой схемой рис. 32.

При одной и той же генетической первооснове и едином глубинном источнике рудного вещества разные геологические условия рудоотложения определяют различные генетические типы промышленных месторождений. Связь глубинных процессов и рудообразования глубоко органична, их сочетание в ходе эволюции вещества неизбежно и закономерно.

Процессы рудообразования не только длительны, но и дискретны: проявляются и затухают в одном и том же месте неоднократно (ритмические излияния, обычное переслаивание пластов, свит и т. д.). Это отчетливо выражено, например, в Кустанайской железорудной провинции, где проявляется этажность магнетитового оруденения с диапазоном по вертикали в несколько километров.

Если учесть все сказанное, то более понятной становится возможность родства различных генетических и особенно геологических типов магнетитовых месторождений (см. табл. 17), возможность проявления одного и того же рудного процесса в различной

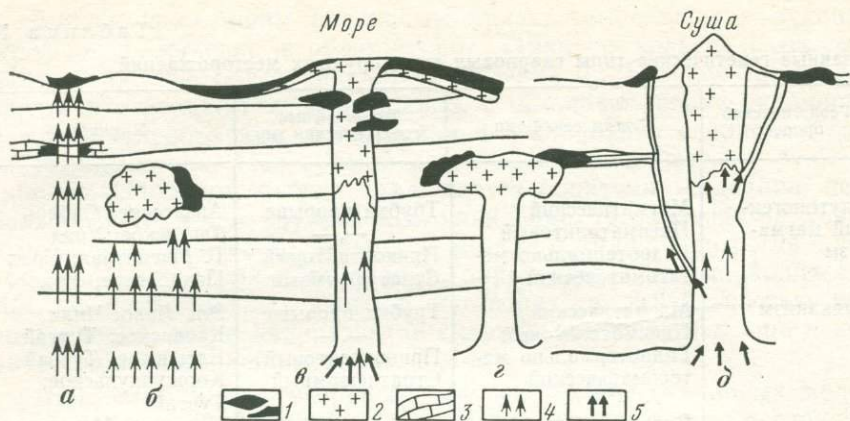


Рис. 32. Пояснительная схема геологических условий образования различных генетических и геологических типов скарново-магнетитовых месторождений.

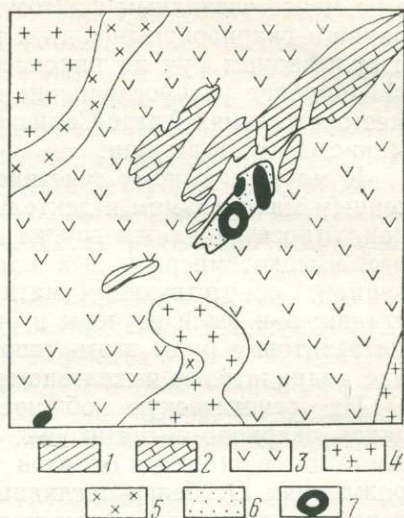
а — гидротермально метасоматические стратиформные и гидротермально осадочные, связанные с интрателлурическими растворами; *б* — гидротермально метасоматические приконтактовые, связанные с интрателлурическими растворами; *в* — вулканогенные гидротермально метасоматические и гидротермально осадочные (приконтактовые, стратиформные); *г* — плутоногенные гидротермально метасоматические (приконтактовые, стратиформные); *д* — вулканогенные магматические; 1 — рудные залежи; 2 — изверженные породы; 3 — карбонатные пласты; 4 — движение флюидов; 5 — движение магматических расплавов

геологической обстановке и приобретение отдельными месторождениями, их сериями и типами специфических черт. Свидетельством большого разнообразия геологической позиции магнетитовых месторождений и возможности нахождения среди них различных генетических типов может служить статистика по уральским месторождениям. Из 205 учтенных месторождений геологическое положение известно для 179; из них 84 (47 %) представляют собой стратиформные пластовые залежи в осадочно-вулканогенной толще, 38 (21 %) относятся к месторождениям, возникшим непосредственно на контакте интрузива с известняками, 26 (14,5 %) связаны с ксенолитами пород кровли в интрузивах, 19 (10,5 %) располагаются в тектонических зонах среди осадочно-вулканогенных свит и 12 (7 %) — внутри интрузивов. Доказано образование магнетитовых руд за счет известняков для 29 % месторождений.

Несомненно, что в образовании магнетитовых месторождений, помимо плутоногенного магматизма, с которым традиционно связываются все скарновые железорудные месторождения, широко участвуют также вулканизм и интрателлурические растворы. Каждый из этих трех процессов порождает ряд схожих генетических типов магнетитовых месторождений. Плутоногенному габбро-гранитному магматизму сопутствуют магматические, пневматолитовые и гидротермально метасоматические месторождения. Геологическая обстановка формирования этих трех типов месторождений достаточно близка, они могут проявляться в одном рудном поле и даже месторождении, представляя отдельные рудные залежи. Главное различие их состоит в агрегатном состоянии рудообра-

Рис. 33. Геологическое строение Теченского рудного поля. По С. Н. Плотникову и др.

1 — глинистые, песчано-глинистые и известково-глинистые метаморфизованные сланцы; 2 — известняки; 3 — вулканиты; 4 — граниты и гранодиориты; 5 — кварцевые диориты, диориты и габро; 6 — близскарновые метасоматиты; 7 — скарново-рудные залежи



зующей среды (расплав, газ, гидротермы), в различных формах выноса и переноса железа, что и определяет различие в поведении рудного вещества, механизма его отделения и отложения (см. гл. IV).

Самыми распространенными и, естественно, наиболее различными являются гидротермально метасоматические месторождения (особенно малых и средних масштабов), происхождение которых соответствует установившимся представлениям о скарновых месторождениях как таковых с сопутствующим или наложенным оруденением.

Магматический и пневматолитовый типы магнетитовых месторождений, связанные с трубками прорыва и проплавления, чаще возникают в ходе вулканического процесса. Но, строго говоря, тот же механизм образования характерен и тогда, когда нет прямого выхода на дневную поверхность моря или суши, т. е. в условиях плутоногенного магматизма. Наличие оруденения в связи с такими трубками можно наблюдать в некоторых магнетитовых месторождениях, образование которых обусловлено деятельностью гранитоидного магматизма базальтоидного ряда. В частности, такое происхождение имеет Вторая залежь Теченского месторождения на Среднем Урале (рис. 33), отличающаяся отчетливым вертикально-трубчатым строением и брекчиевыми рудами. Гранатовый скарн здесь более поздний по отношению к магнетитовой руде в отличие от преобладающего дорудного скарна многочисленных прочих месторождений. На Ауэрбаховском месторождении (Северный Урал) установлена цепочка вертикальных рудных столбов, сложенных брекчиевыми рудами с тем же поздним гранатовым скарном. Его отношение здесь к руде настолько ярко и характерно, что в свое время А. Г. Бетехтин долго не мог согласиться

с не менее очевидным фактом повсеместно преобладающего более раннего скарнообразования и наложения магнетитовых, а позднее и сульфидных руд на пироксен-гранатовые и гранатовые скарны. На широкое распространение эксплозий в скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области обратил внимание С. С. Долгушин.

К магматическому генетическому типу, связанному с плутоногенным магматизмом и деятельностью интрателлурических растворов, относится также группа сравнительно небольших по размерам высокотемпературных магнетитовых месторождений с оруденением, сопутствующим магнезиальным скарнам магматической стадии; они были изучены и описаны Л. И. Шабыниным [36]. На магнетитовые руды этого типа также накладываются более поздние андрадитовые и железистые пироксеновые скарны.

На генетическую общность различных геолого-генетических типов скарново-магнетитовых месторождений указывает возможность их сочетания в одних и тех же рудных полях и даже месторождениях. Особенно наглядный материал в этом отношении дают известные кустанайские месторождения, о происхождении которых давно уже идет оживленная дискуссия.

Резюмируя все сказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Промышленные скарновые магнетитовые месторождения полигенны и конвергентны. Их возникновение может быть связано с плутоногенной и вулканогенной магматической деятельностью, а также с интрателлурическими растворами. Среди этих месторождений достаточно уверенно могут быть выделены магматический, пневматолитовый, гидротермально метасоматический, вулканогенно-осадочный и гидротермально осадочный генетические типы. Они образуют приконтактовые и стратиформные рудные тела, выполняют трубки прорыва или ассоциируют с ними.

2. Железо для формирования скарновых магнетитовых месторождений мобилизуется и переносится с помощью жидких соляных растворов (водно-хлоридные флюиды); в газовой фазе в виде газовых комплексов; в виде магнетитовых расплавов; в форме капель в газовых пузырях (пенная флотация).

3. Источниками железа наряду с магматическим расплавом могут быть также породы кровли на всем пути просачивания мобилизирующих растворов (дальняя мобилизация) и околорудные зоны регионально-метасоматических формаций (местная мобилизация).

ГЛУБИННО-МАНТИЙНЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ И ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАСОМАТИЗМ

Большое число уникальных месторождений, в первую очередь литофильных редких металлов связано с процессами щелочного магматизма и деятельностью интрателлурических растворов, источники вещества которых явно находятся не только за пределами земной коры, но и той зоны верхней мантии, с которой связывается возникновение базальтовой магмы. Несмотря на наличие

только косвенных данных и дискуссионность выделения этой группы процессов, они все же выделены, поскольку иначе систематизация рудных месторождений будет далеко не полной. Обильный материал, быстро пополняющийся в последнее время, особенно по месторождениям редких литофильных элементов [16], позволяет предположить значительное участие в рудообразовании глубинных мантийных источников, а также свидетельствует о массопереносе из этих источников вещества не только в виде магматических расплавов, но и в виде специфических интрателлурических растворов.

В наименовании группы не зря рядом с магматизмом стоит и метасоматизм: они весьма взаимосвязаны друг с другом. Часто отнести отдельное месторождение к магматическому или метасоматическому ряду бывает трудно, как и в случае с коровыми гранитами, в силу большого развития постмагматических метасоматических процессов на месторождениях ряда типичных магматических формаций.

Эндогенные месторождения этой группы приурочены к горячим точкам литосферных плит. Их возникновение непосредственно обусловлено внутренней конвекцией вещества Земли и связано с более глубинным уровнем источников, поставляющих литофильно-сидерофильные ассоциации элементов, промышленные накопления которых сопутствуют карбонатитам, продуктам кристаллизации щелочных магм, апатит-силикатных жидкостей, кимберлитам. Хотя образование основных магм и сопряженных с ними различных базитов и ультрабазитов является главным механизмом из доступных нашему наблюдению процессов глубинной геохимической дифференциации, отчетливо намечается также и принципиально иное направление глубинных ювенильных геохимических рудогенерирующих процессов, начальный этап которых — образование щелочных магм, недонасыщенных кремнеземом даже по сравнению с «исходным» мантийным материалом.

О характере этих процессов можно судить, в частности, основываясь на составе кимберлитов. При выплавлении кимберлитовых магм в отличие от базальтовых почти не меняется исходное соотношение главных петрогенных элементов — кремния, магния, железа и алюминия, но прежде всего увеличивается концентрация щелочных металлов и кальция. Еще интереснее, что кимберлиты отличаются повышенными концентрациями редких элементов, причем не только сидерофильных, свойственных базитам и ультрабазитам, но и литофильных. Содержание ниобия, тантала и стронция в кимберлитах гораздо выше их содержания не только в базальтах, но и в гранитах. Значительно повышено в кимберлитах по сравнению с ультрабазитами содержание лития, рубидия, бора и фосфора.

Примечателен и резко цериевый состав лантаноидов, аналогичный их составу в типичных щелочных породах. Учитывая к тому же интенсивное проявление в связи с кимберлитами процессов углекислого автометасоматоза, можно прийти к выводу, что фор-

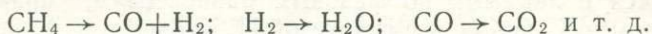
мирование кимберлитовых, а также и других щелочно-ультраосновных магм отвечает случаю специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями. Эта отгонка, являющаяся частью общего процесса дегазации мантии, сопряжена, вероятно, с серией фазовых превращений, возможных при конвективном перемещении вещества мантии. Подобные превращения связаны с изменением изоморфных соотношений между петрогенными элементами в условиях перехода от высоких давлений к более низким и распадом метастабильных смешанных фаз — структурных аналогов оливина, шпинели и ильменита. Характерная черта этих фаз, обусловленная уменьшением радиусов катионов и анионов в зонах *B* и *C* мантии, — широкая изоморфная смешимость не только между кремнием, магнием и железом, но и между элементами из ближайшего окружения по периодической системе элементов — углеродом, бором и фосфором; на границе между верхней и нижней мантией также с водородом и азотом; на границе мантия — ядро с калием, который в этих условиях хорошо смешивается с железом и железо-сульфидными сплавами.

Именно данные элементы определяют состав ювенильных эманаций, и прежде всего наличие в них таких компонентов, как углекислота, вода и водород. Геохимическая миграция этих высвобождающихся элементов, так же как и рудообразующая роль их, может быть различной. Одни из них (азот, водород) удерживаются мантией в наименьшей степени и создают массовое отделение интрателлурических растворов. Другие (углерод, фосфор, бор) образуют сополимеры с кремнием и высвобождаются позже в виде самостоятельных фракций, которые сопровождают формирование базальтовых и ультраосновных расплавов или в виде остаточных, богатых летучими щелочных магм.

Продуктами деятельности описанного механизма являются своеобразные карбонатитовые и апатит-силикатные магматические жидкости, а также нефелин-сиенитовые (агпайтовые) расплавы. Все они отличаются не только высокими, подчас уникальными концентрациями ряда редких элементов, но и исключительным богатством их геохимических ассоциаций. В них, как и в кимберлитах, сидерофильные элементы сочетаются с редкими литофильными. Последние (цирконий, ниобий, редкие земли и др.) нередко выступают в роли главных петрогенных элементов, образуя пироклор, бастнезит, лопарит и другие минералы, имеющие большое практическое значение.

На глубине важнейший фактор — давление. Оно определяет совсем иные свойства вещества, чем те, с которыми мы привыкли оперировать. А. А. Маракушев [15], основываясь на новых экспериментальных исследованиях термодинамических свойств соединений металлов с учетом понижения степени окисления металлов при возрастании давления, предположил, что первичное распределение и миграция металлов по геосферам прежде всего объясняются различным их поведением по отношению к давлению. При

этом металлы со щелочными свойствами, вероятно, будут носителями летучих компонентов (кислорода, водорода, серы) во внутренних зонах (глубинных геосферах) Земли, где оксиды, гидриды, сульфиды этих металлов должны быть устойчивы в присутствии самородных металлов и их карбидов. Снижение давления в глубинных геосферах в связи с глобальными дислокациями должно стимулировать реакции между указанными соединениями с освобождением флюидов (CH_4 , H_2 , H_2S и др.), которые будут окисляться по мере подъема в верхние части Земли



При этом выделяется энергия, необходимая для развития процессов магматизма и метаморфизма. В данном случае восходящие флюидные потоки — основные факторы не только магматизма и метаморфизма, но и миграции рудного вещества в земную кору. Прямым проявлением этого процесса служат месторождения различных редкометалльных формаций, объединенных нами в группу продуктов, связанных с глубинно-мантийными процессами магматизма и метасоматизма.

При процессах магматизма, способствующих формированию крупнейших месторождений литофильных редких металлов, особенно велика роль калия, в громадных объемах выносящегося с больших глубин. Д. С. Коржинский [11] обращал внимание, что активность щелочных металлов не менее важный фактор формирования магмы, чем давление. Активность щелочных металлов при выплавлении магм и их дифференциации в существенной степени задается щелочным составом интрателлурических флюидов глубинного происхождения. Этим объясняются устойчивость щелочнометальности магматических пород данной формации по простиранию тектонических зон и закономерное изменение щелочности с изменением тектонических условий. Рост щелочности флюидов и магмы повышает растворимость в ней кислотных и амфотерных компонентов. Этим можно, в частности, объяснить обогащенность щелочных пород не только глиноземом, но и такими компонентами, как оксиды фосфора, циркония, иттрия, ниобия, редкие земли и титан.

Хорошим показателем глубинности щелочных пород и карбонатитов, их отличия от коровых гранитоидов может служить первичное отношение изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Разброс этих величин в щелочных породах достигает 0,701—0,713; максимальное количество определений падает на интервал 0,703—0,708, т. е. располагается в области океанических базальтов или вблизи нее. Некоторые габбро-сиенитовые комплексы США, Гренландии и Зимбабве с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в пределах 0,703—0,707 являются хорошими примерами комагматичности щелочных пород с базитами и ультрабазитами (их точки лежат на одной изохроне).

Карбонатиты ложатся с еще меньшим разбросом: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,703—0,706$. Это свидетельствует о том, что все карбонатиты и

большая часть щелочных комплексов имеют магматическое глубинное происхождение. Низкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ карбонатитов еще раз подтверждают, что первоисточник связанных с ними разнообразных редкометальных месторождений — мантия. К такому же выводу пришли Дж. Пауэл, Ф. Харли и Х. Фербэрн, утверждая, что заметно более низкое отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в комплексах карбонатитов — щелочных пород связано с их возникновением на более глубоких уровнях верхней мантии, где отношение Rb/Sr и, следовательно, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже. Они отмечают, что эта гипотеза согласуется с данными по фазовым равновесиям, приводимыми Г. Йодером и К. Тилли, и с гипотезой И. Кусиро и Х. Куно, согласно которой щелочные магмы возникают на больших глубинах, чем магмы толеитового типа.

Карбонатиты и щелочные породы встречаются редко. По некоторым подсчетам суммарная площадь массивов щелочных интрузивных пород составляет всего лишь 0,017 % от площади континентов, или 0,1 % от распространенности всех магматических горных пород. Как известно, массивы карбонатитов и щелочных пород приурочены к древним структурам земной коры (платформы, срединные массивы, складчато-глыбовые поднятия), имеют небольшие размеры (в поперечном сечении обычно до 50 км², в единичных случаях 500—1300 км²) и округло-цилиндрическую форму; редко массивы имеют форму вертикальных пластин, которая определяется локализацией их внутри разломов глубокого заложения. Возраст массивов значительно моложе, чем докембрийских вмещающих толщ. Формированию щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов во всех случаях предшествовал период платформенного, субплатформенного или близкого к орогенному режима продолжительностью 1 млрд. лет и более. Их возникновение связывается с процессами тектономагматической активизации в «горячих точках», механизм проникновения — прострельный. Характерной особенностью описываемого механизма является не только исключительная глубинность источников, но и обусловленная ею неизбежная большая скорость подъема магмы к поверхности.

В качестве одной из вероятных моделей такого процесса можно рассмотреть механизм, предложенный Е. В. Артюшковым и С. В. Соболевым применительно к кимберлитам [16]. Единственным механизмом, способным объяснить быстрый подъем магмы с большей глубины к поверхности, является ее внедрение по трещине. Растягивающие напряжения порядка первых сотен мегапаскалей, необходимые для образования разрыва в твердой породе, могут возникать при гравитационной конвекции. На границе ядра и мантии по мере повышения температуры Земли происходит частичное плавление пород нижней мантии. При этом более плотное и жидкое вещество уходит в ядро, а более легкий материал периодически поднимается крупными массами в верхнюю мантию, оказываясь по отношению к ней сильно нагретым. Подъем легкого материала в мантии происходит скорее всего по каналам с по-

вышенной температурой и пониженной вязкостью вещества. Плотность и вязкость нагретого легкого материала меньше плотности и вязкости окружающей мантии, распределение напряжений в нем близко к гидростатическому. Давление в нижних частях столба устанавливается близким к давлению в соседних участках мантии, а в его верхней части возникает избыточное давление. Под влиянием этого избыточного давления вещество мантии над столбом легкого материала поднимается вверх, растекается в стороны и в нем возникают растягивающие напряжения. Эти напряжения вследствие упоминавшихся выше фазовых переходов в столбе могут значительно увеличиваться — до нескольких сотен мегапаскалей и больше. А такие напряжения уже достаточны для образования разрыва.

Вместе с тем в условиях высоких всесторонних давлений (100 МПа) при наличии огромного давления на стенки разрыв просто не сможет раскрыться [16]. Раскрытие происходит только в случае, если входящая магма сможет компенсировать литостатическое давление на стенки разрыва. Таким образом, дополнительным условием образования разрыва при высоких литостатических давлениях является присутствие расплава. Легкий материал, поднимаясь с большой глубины, в верхней мантии оказывается сильно перегретым по отношению к окружающим областям. В верхней мантии температура плавления быстро падает в результате уменьшения давления (примерно на 3 °С при уменьшении глубины на 1 км). Поэтому, когда аномально нагретый легкий материал доходит до глубины в несколько сотен километров, в нем начинается частичное плавление. Когда степень плавления становится достаточно высокой, чему особенно способствует присутствие летучих, происходит сегрегация жидких включений и образуются магматические очаги. Добавочные напряжения в столбе, обусловленные его вязкостью, малы, поэтому появление в нем расплава не приводит к образованию разрыва до тех пор, пока легкие магматические очаги не поднимутся к верхней границе столба, где в охладившихся внешних частях и в окружающей более холодной мантии имеются большие растягивающие напряжения.

Распространение трещин связано с хрупким разрушением горных пород. Если в астеносфере над поднимающимся блоком еще до его подъема температура была высокой и происходило частичное плавление, то образование трещины и распространение ее через литосферу на большую расстояние к поверхности сильно затруднено. Это подтверждается также резким сокращением выделения сейсмической энергии в сильно нагретой астеносфере активных окраин континентов. Следовательно, описываемый магматизм может проявляться на поверхности лишь в регионах, характеризующихся отсутствием или слабым развитием частичного плавления мантии на уровне астеносферы, что и объясняет приуроченность глубинного щелочного и щелочно-карбонатитового магматизма исключительно к наиболее «холодным» участкам древних платформ.

Большие растягивающие напряжения существуют над блоком легкого материала в слое мощностью порядка половины характерного горизонтального размера блока, т. е. порядка нескольких десятков или сотен километров. Выше напряжения быстро затухают. Однако магма, входящая в трещину, находится под давлением, повышенным относительно соседних с трещиной областей на величину все же более 100 МПа. В результате возникает дополнительная действующая на стенки трещины сила, которая продолжает ее раскрывать, благодаря чему трещина проникает все выше и выше. Кроме того, в трещину входит расплав, плотность которого на 5—10 % ниже плотности окружающих ее пород. За счет этого при большой длине трещины, если раскрытие трещины не происходит, возникает дополнительно действующая на ее стенки сила $D = \delta \rho g L$ на единицу площади ($\delta \rho$ — разность плотностей пород окружающей мантии и расплава, g — ускорение гравитационного поля Земли, L — длина трещины). При длине 100 км величина D оказывается порядка нескольких сотен мегапаскалей. Поэтому достаточно протяженные трещины, образовавшись, неизбежно дойдут до поверхности, если в них будет необходимый приток магмы.

Расчеты показывают, что при ширине трещины 5—50 м и вязкости магмы меньше 10^2 Па·с имеет место турбулентный режим течения при скорости, исчисляемой десятками метров в секунду.

Описываемая магма богата летучими, поэтому при ее подъеме по трещине на некоторой глубине начинаются отделение флюида и быстрая кристаллизация. Летучие движутся во фронтальной части разрыва, что существенно увеличивает скорость распространения трещины. Кристаллизация магмы приводит к росту ее вязкости и уменьшению скорости движения, особенно значительному при ламинарном режиме течения, когда вязкость становится больше 10^3 — 10^4 Па·с. Первоначально наиболее богатые флюидом магмы вообще не смогли достигнуть поверхности и закристаллизовывались в трещине на глубине. После кристаллизации на глубине остаются очаги с расплавом, что вынуждает к повторному действию описанного механизма, обуславливающего периодичность во времени магматических процессов. Период существенно зависит от средней вязкости пород вблизи очага.

Роль вулканизма

Работами В. И. Смирнова, Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Котляра [3] было положено начало интенсивному изучению вулканогенного рудообразования. Раскрытию широких связей разнообразных рудных месторождений с процессами вулканизма долгое время препятствовало явление конвергентности рудных минеральных парагенезисов, обуславливающее полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов однотипных по составу месторождений.

Зарождение магмы в мантии и явления, сопутствующие ее движению вверх, одинаковы для плутогенного и вулканогенного магматических процессов, включая и попутное рудообразование. Различие наступает тогда, когда магма в случае вулканогенного процесса проникает в приповерхностные условия и изливается на поверхность. Здесь расплав и его летучая фаза попадают в резко иные термодинамические и физико-химические условия, которые влекут за собой, в частности, и специфические последствия рудообразования.

Изучение и систематизация неконвергентных признаков, в первую очередь геологических, показывают, что с вулканической деятельностью связано образование месторождений весьма широкого генетического спектра. Стало ясно, что в генетической классификации вулканогенных месторождений к главным следует отнести магматические, пневматолитовые, гидротермально метасоматические, гидротермальные, вулканогенно-осадочные (гидротермально осадочные, эксгалационно-осадочные) группы и классы рудных месторождений.

При одной и той же генетической первооснове и едином глубинном источнике рудного вещества разные геологические условия рудоотложения определяют различные генетические типы промышленных месторождений. Связь эндогенных процессов и рудообразования глубоко органична, их сочетание в ходе эволюции вещества неизбежно и закономерно. Зарождение и отделение рудообразующих растворов и рудного вещества происходит не только в постмагматическую стадию, а сопровождает весь длительно развивающийся магматический процесс, начиная с самых первых его этапов. Особенно наглядно это проявляется при вулканизме.

Железорудные месторождения

Возникновение железорудных месторождений, отдельных рудных залежей может происходить неоднократно в течение длительного хода вулканического процесса, начиная, например, с излияния магнетитовой лавы (т. е. обособления магнетитового расплава, приводящего затем к образованию крупных скоплений) и кончая стратиформными вулканогенно-осадочными залежами цветных и черных металлов, широко распространенными во многих провинциях мира.

Реальность существования обособленного магнетитового расплава и возможность его участия в эффузивном вулканическом процессе с образованием в итоге крупных скоплений наглядно доказывается залежами вулкана Эль Лако в Чили (рис. 34). Развитие вулканического комплекса Эль Лако началось в плиоцене — раннем плейстоцене на стратовулканической стадии отложения андезитов, за которой следовало медленное внедрение риодацитового центрального стержня; затем через второстепенные кратеры происходило излияние магнетитовой лавы [41]. Магнетитовые потоки мощностью около 20 м образуют пять главных тел, ассоци-

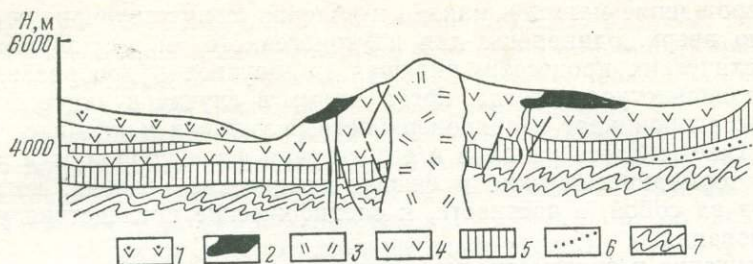


Рис. 34. Разрез вулкана Эль Лако (Чили). По [41].

1 — четвертичные андезиты; 2 — магнетитовая лава; 3 — риодациты; 4 — плиоцен-плейстоценовые андезиты; 5 — игнимбриты; 6 — третично-меловые континентальные отложения; 7 — нижнепалеозойские сферосидеритовые сланцы

ирующих с индивидуальными второстепенными кратерами, расположенными вокруг центрального жерла. Рудные тела содержат также гематит; главные нерудные минералы — апатит и актинолит. Среднее содержание железа в руде 50 %, запасы исчисляются в 1 млрд. т.

Ряд прямых и косвенных данных, полученных в результате детальной разведки Качарского месторождения в Кустанайской железорудной провинции, позволил геологам, изучающим это интересное месторождение, предположить прямую связь рудообразования с деятельностью вулканического аппарата при возможном отложении руд как непосредственно в жерле вулкана, так и вокруг него. Механизм формирования подобного типа руд, связанных с трубками прорыва магматических расплавов и флюидов, требует внимательного изучения. Тем более, что такие случаи не единичны. Определенное сходство с Качарским месторождением в этом отношении имеет, например, Абовянское магнетитовое месторождение в Армении и др.

Широко известны рудоносные вулканические аппараты на юге Сибирской платформы. Здесь, по Л. Г. Страхову, на железорудных месторождениях ангаро-илимского типа в обширных зонах просадок и обрушения распространены трапповые некки, дайки, а также столбчатые, жильные магнетитовые тела, связанные с одиночными или сближенными группами трубок взрыва. Более поздние трещины и трещиноватые зоны оседания служили для проникновения наложенных гидротерм, приведших к образованию гидротермально метасоматических магнетитовых тел и слабо оруденелых метасоматитов. Руды накладываются как на трубки взрыва, так и на вмещающие породы.

Большой интерес вызывает вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений, сложенных мощными и богатыми стратиформными залежами и их сериями. Благодаря хорошей разведанности и изученности интереснейших месторождений Жайремо-Каражальской группы, а также богатым материалам по современному рудообразованию во впадинах Красного моря можно доста-

точно ясно представить себе условия и механизм формирования вулканогенно-осадочных железорудных (и полиметаллических) месторождений, а также возможность их не только генетической, но и пространственной связи с прочими типами магнетитовых залежей, появление которых обусловлено деятельностью вулканического аппарата.

Представления о вулканогенно-осадочном происхождении части шведских скарновых месторождений давно приняты некоторыми исследователями. Скарновые месторождения вулканогенно-осадочного типа известны в Канаде (о-в Ванкувер) и на Кипре. Вулканогенно-осадочные магнетитовые месторождения детально изучены на Алтае, описываются они и для Кустанайской железорудной провинции. Следует, однако, сказать, что по некоторым представлениям во всех этих случаях эндогенные скарны наложались позднее на седиментогенные магнетитовые руды.

Необходимо присмотреться также к тем многим десяткам уральских скарново-магнетитовых месторождений, которые образуют стратиформные залежи, протягивающиеся внутри слоистой осадочно-вулканогенной толщи иногда на значительное расстояние от интрузивных контактов. В этом отношении большой интерес представляют шлейфовые рудные зоны г. Благодать.

По крайней мере, два факта могут свидетельствовать об их подводном вулканогенно-осадочном образовании, схожем по условиям и механизму с рудными осадками впадины Атлантик Красного моря и месторождениями Жайремо-Каражальской группы.

В слоистой пачке вулканогенно-осадочных пород Гороблагодатской вмещающей толщи, подобно Жайремо-Каражальской группе, наблюдается несколько параллельных в разрезе рудных пластов. Исследования, проведенные Тагильской экспедицией ПГО «Уралгеология» и экспедицией ИМГРЭ, показали, что независимо от различного литологического состава и разных физических свойств покрывающих рудные пласты пород (тонкослоистые ритмические вулканогенно-осадочные образования, грубые туфоконгломераты, лавы базальтовых порфиритов и др.) висячем боку залежей первичные геохимические ореолы элементов-индикаторов (Mn, Co, Ni, Ti, P, Ba) полностью отсутствуют, несмотря на контрастные ореолы в подстилающих породах и общую зараженность этими элементами вмещающей толщи в целом. Это однозначно свидетельствует, что в момент формирования каждой залежи сверху кроме морской воды ничего не было. Кроме того, на уровне пласта, по латерали, здесь на значительные расстояния протягиваются контрастные первичные геохимические ореолы указанных и других элементов, что характерно и для Красного моря, где зональные ореолы железорудного и сульфидного оруденения распространяются в донных илах вдоль впадин более чем на 10 км.

При рудоотложении на морском дне весьма показательным зональным распределением железа и сопутствующего ему марганца. Величина отношения Fe к Mn может служить мерой взаимодействия ювенильного раствора с морской водой, показателем степе-

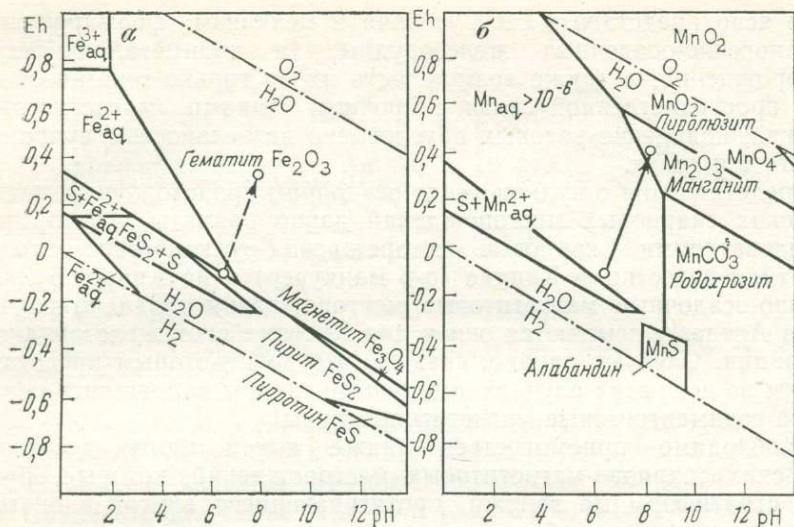


Рис. 35. Eh—pH диаграмма устойчивости в водных растворах оксидов, сульфидов и карбонатов железа (а) и марганца (б) при $T=25^\circ\text{C}$, $P=1$ МПа и концентрации общей растворенной серы 10^{-1} моль, $P_{\text{CO}_2}=10$ КПа. По Фруеру и Хатчинсону.

Стрелки показывают возможное изменение Eh и pH при смешении гидротермального раствора с обычной насыщенной кислородом морской водой

ни их смешения, а отсюда и удаленности от выхода растворов на дне. Для осаждения марганца нужна более окислительная обстановка, чем для железа. С прекращением или ослаблением гидротермальной деятельности в процессе медленного окисления раствора железо быстрее окислится и выпадет в осадок, чем марганец, который еще долгое время будет находиться в растворе. Это и приводит к послойному разделению осадков железа и марганца, к отгонке марганца на периферию и фланги пласта.

Контролирующий механизм распределения железа и марганца сводится к различным пределам Eh—pH устойчивости соединений этих двух металлов в среде отложения на морском дне. Сравнение диаграмм Eh—pH железа и марганца (рис. 35) и возможного хода изменения этих параметров при смешении гидротермальных растворов (нейтральные или слегка кислые; Eh отвечает магнетит-гематитовому буферу с морской водой или несколько более низкий) с морской водой однозначно указывает, что в этой среде разделение железа и марганца будет протекать эффективно [42]. Отложение коллоидного гидратного оксидного железа произойдет сразу, как только осуществится хотя бы незначительное смешение гидротермальных растворов, которое вызовет повышение Eh. И пока в растворе будут оставаться значительные количества Fe^{2+} , в основном весь имеющийся кислород будет удаляться путем окисления железа. Это, в свою очередь, препятствует значитель-

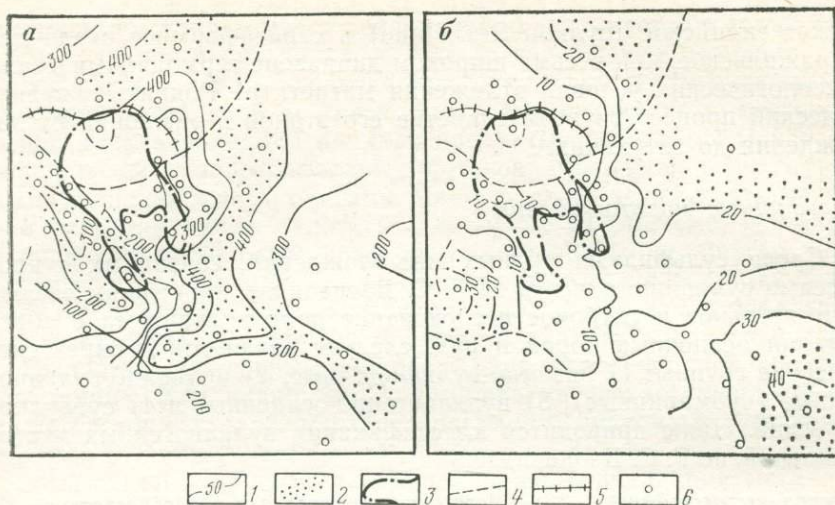


Рис. 36. Распределение линейных запасов железа (а) и марганца (б). По А. Рожнову и др. (1976 г.).

1 — изолинии линейных запасов (в метропроцентах); 2 — максимумы линейных запасов; 3 — контур баритового тела (стержневая часть залежи); 4 — тектонические нарушения; 5 — эрозионный срез рудовмещающей толщи; 6 — скважины

ному осаждению марганца, которое возможно лишь, когда основная масса железа из раствора выпадет, т. е. когда рассол будет сильно разбавлен обычной насыщенной кислородом океанической водой.

Подобное разделение может происходить на относительно небольших расстояниях (150—200 м по горизонтали) от выходов растворов в случае очень быстрых значительных изменений в химической среде морского дна. Иногда граница разделения может быть и весьма удалена от выхода. В иловых ореолах рудонакопительных впадин Красного моря железо осаждается на первом километре, а марганец образует аномалию размером более 10 км.

Характерной зональностью распределения железа и марганца отличаются все месторождения Жайремо-Каражальской группы (рис. 36).

В связи с изложенным обращает на себя внимание такой знаменательный факт, как обязательное наличие марганцевых рудопроявлений и месторождений на периферии всех крупных скарново-рудных узлов Урала: Покровского, Ауэрбахо-Турьинского, Гороблагодатского и Высокогорского. Марганцевые накопления сопровождают и магнетитовые месторождения Кустанайской провинции.

Таким образом, возникновение крупных месторождений и отдельных магнетитовых залежей может происходить неоднократно в течение длительного хода вулканического процесса. Что же может роднить такие разнополюсные месторождения, как магмати-

ческое чилийское (вулкан Эль Лако) и стратиформное осадочное Каражальское, при весьма широком диапазоне термодинамических и геологических условий отложения магнетита? Роднит их вулканический процесс во всем единстве его этапов и эволюции от зарождения до затухания.

Сульфидные месторождения

Среди сульфидных рудных месторождений, связанных с процессами вулканизма, вслед за Г. С. Дзюценидзе, проводившим весьма обстоятельное и глубокое исследование роли вулканизма в образовании осадочных пород и руд, следует различать четыре генетические группы: 1) наземно-вулканогенные, 2) подводно-вулканогенные (субмаринные), 3) вулканогенно-осадочные и 4) субвулканические. Ниже приводится классификация вулканогенных месторождений, по Г. С. Дзюценидзе.

<i>Группа месторождений</i>	<i>Источники вещества для рудообразования</i>
Наземно-вулканогенные: субазральные субаквальные	Эксталяции Гидротермы Смешанные газогидротермальные процессы; фумарольно-сульфатарное разложение вулканических пород с выносом компонентов и отложением их в трещинах и порах пород, озерах и других депрессиях вулканических областей
Подводно-вулканогенные: пласты и линзы, образующиеся на дне моря	Эксталяционно-гидротермальные процессы; растворение адсорбированных на пирокластике веществ; разложение пирокластики под действием морской воды; фумарольно-сульфатарное разложение вулканических пород с выносом компонентов в море
Вулканогенно-осадочные	Вещество приносится одним или несколькими выше-названными способами, но отлагается на значительном удалении от областей формирования вулканогенной толщи в нормальной осадочной обстановке
Субвулканические	Газогидротермы вулканических очагов, отлагающие рудное вещество на путях своего подъема к поверхности

Когда поднимающийся расплав достигнет приповерхностной трещиноватой части, газы начнут распространяться в разные стороны раньше, чем расплав окажется на поверхности. Отсюда неизбежны образование субвулканических рудных залежей, сопровождающих типичные вулканогенно-осадочные месторождения, проявление фумарольно-сульфатарного процесса, иногда весьма значительного и распространенного на большой площади. Наземно-вулканогенные месторождения распространены мало, так как при излиянии магмы на суше или выходе гидротерм через наземные источники нет благоприятных условий для накопления крупных промышленных масс рудного вещества. Иная картина наблюдается при выходе газогидротерм на морское дно.

По В. И. Смирнову [3], «...выделение рудообразующих веществ из вулканических возгонов сопутствует всей вулканической

истории, но главная масса колчеданов накапливается в конце каждого вулканического цикла, в период завершения излияния наиболее кислых лав, сменяющегося длительной поствулканической газогидротермальной деятельностью». Все колчеданные месторождения рассматриваются им «как продукты восходящих минерализованных газогидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков при этом могла отлагаться на путях их подъема, формируя субвулканические гидротермальные месторождения, другая часть достигала дна моря и тут же выпадала, образуя эксгаляционно-осадочные месторождения вулканогенных формаций, третья часть могла относиться в сторону от центров вулканической активности и создавать осадочные месторождения отдаленной терригенной формации». Как видно, В. И. Смирнов не считает необходимым даже упомянуть о возможности наземного вулканогенного колчеданного рудообразования.

Магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно; вторая вызывается первой. Широко проявлена закономерность: чем более дифференцирован магматический комплекс, формация, тем богаче руденение, тем лучше отсепарирована рудная часть.

Эти достаточно общие соображения весьма наглядно иллюстрируются как эволюцией колчеданного рудообразования, отражающей ход дифференциации базальтоидного магматизма. Широкие колебания соотношения главных рудных компонентов колчеданных месторождений — прямое отражение условий их нахождения. В настоящее время достаточно отчетливо выделяются семь типов геосинклинальных геологических формаций, вмещающих колчеданное руденение. В порядке увеличения кислотности магматитов они образуют следующий ряд: 1) ультрабазиты и серпентиниты краевых зон глубинных разломов, 2) габброиды краевых и поперечных глубинных разломов, 3) слабодифференцированные базальтовая и андезит-базальтовая формации; 4) дифференцированные риолит-базальтовая и риолит-андезит-базальтовая формации, 5) андезитовая и дацит-андезитовая формации, 6) базальт-риолитовая, дацит-риолитовая, риолитовая формации. К этому основному ряду генетически примыкают терригенно-сланцевая и терригенно-карбонатная формации, фациально связанные с пятым и шестым типами вулканогенных формаций.

Перечисленный ряд формаций отражает в возрастающей степени как временную, так и пространственную магматическую дифференциацию в ходе становления зональной земной коры. В этом ряду выделяются два ритма дифференциации: формации второго — четвертого типов создают первый ритм дифференциации базальтоидов толеитового ряда в первичных эвгеосинклинальных зонах. Формации пятого и шестого типов образуют второй ритм известково-щелочного андезитового ряда. В результате могут возникать как одноцикличные, так и бицикличные колчеданные провинции.

Зависимость основных параметров колчеданного оруденения от типа рудовмещающей формации

№ на рис. 37, 38	Тип формации	Место-рождения		Запасы,			Доля запасов, %			Средние содержания, %									
		Число	%	суммарные Cu, Pb и Zn, %	относитель- ные средние суммы ме- таллов	максимальные суммы метал- лов тыс. т	меди		свинца	промышленные				общие					Σ Me ₂
							промыш- ленных	общих		Cu	Zn	Pb	Σ Me ₁	Cu	Zn	Pb	Σ Me ₂	S	
1	Ультрабазитовая	7	2,2	0,35	1	254	100	82,8	4,7	2,47	—	—	2,47	2,47	0,35	0,14	2,96	—	—
2	Габброндная	4	1,2	0,25	1,2	150	86,7	69,7	5,6	1,73	1,57	—	3,30	1,73	0,61	0,14	2,48	30,8	12,4
3	Базальтовая, ан-дезит-базальто-вая	40	12,3	2,4	1,5	865	75,4	67,0	4,3	1,96	1,10	—	3,06	1,89	0,79	0,12	2,80	44,6	15,9
4	Риолит-базальто-вая, риолит-ан-дезит-базальто-вая	114	35,1	22,2	3,7	5888	46,8	44,0	2,8	1,96	2,39	0,48	4,83	1,92	2,18	0,12	4,22	36,45	8,6
5	Андезитовая, да-цит-андезитовая	40	12,3	11,7	5,6	3338	41,9	37,0	19,3	1,27	7,18	4,14	12,59	1,21	1,40	0,62	3,23	34,7	10,7
6	Базальт-риоли-товая, дацит-рио-литовая, риолито-вая	102	31,4	52,0	9,8	9570	26,0	25,7	15,8	1,66	3,67	1,28	6,61	1,18	2,61	0,71	4,50	25,81	5,7
7	Терригенно-кар-бонатная, терри-генно-сланцевая	18	5,5	11,1	11,8	6200	27,9	27,0	14,3	1,47	4,10	1,28	6,85	1,12	2,46	0,60	4,18	34,40	8,2

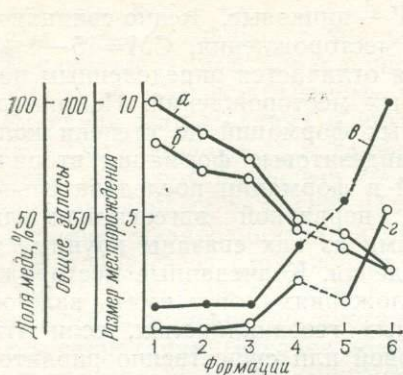


Рис. 37. Зависимость состава и масштабов колчеданного оруденения от типа рудовмещающей формации (данные по всему миру):

а — доля промышленной меди; б — доля всей меди; в — размеры месторождения (запасы, усл. ед.); г — общие запасы (усл. ед.); 1—6 — см. табл. 18.

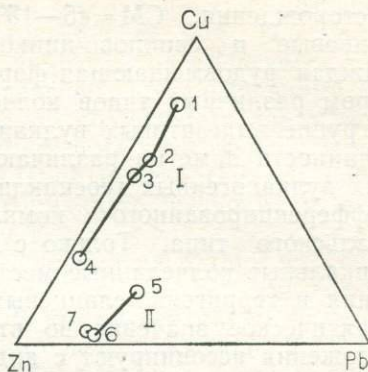


Рис. 38. Соотношение запасов цинка, меди и свинца в колчеданных месторождениях различных рудовмещающих формаций:

I, II — ритмы дифференциации; 1—7 — формации (см. табл. 18)

Эволюция магматизма, отвечающая указанному ряду, сопровождается также последовательной эволюцией рудообразования, изменением количества отделяющегося рудного вещества и его геохимических параметров (табл. 18, рис. 37). В частности, доля меди в суммарных запасах основной триады металлов (медь — свинец — цинк) на месторождениях закономерно и последовательно уменьшается в ходе эволюции почти в 4 раза. Общие запасы металлов в рудах одновременно возрастают более чем на два порядка, а средний размер месторождений (по запасам металлов) увеличивается более чем в 10 раз.

Во втором ритме вулканогенных формаций наблюдаются резкое повышение среднего содержания свинца в колчеданных рудах и соответственно увеличение его доли в суммарных запасах (рис. 38). Таким образом, распределение свинца в формационном ряду колчеданных месторождений весьма убедительно подчеркивает различие двух этапов магматической дифференциации. В целом же каждой рудовмещающей формации отвечает определенный тип месторождений, который отличается составом руд, содержанием и набором металлов, содержанием серы, т. е. каждая формация характеризуется своим геохимическим уровнем концентрации оруденения.

В распределении запасов металлов и количества месторождений по степени их медистости (СМ) выявляется отчетливая дискретность: вся генеральная выборка месторождений распадается на четыре естественные группы (совокупности): I — медные и медно-колчеданные месторождения, для которых $СМ = 100—75\%$; II — цинково-медные и свинцово-цинково-медные месторождения, $СМ = 75—45\%$; III — медно-цинковые и свинцово-медно-цинковые

месторождения, $СМ=45-15\%$; IV — цинковые, медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения, $СМ=15-0\%$. Каждая рудовмещающая формация отличается определенным набором различных типов колчеданных месторождений. Например, в группе андезитовых вулканогенных формаций по степени колчеданности заметно различаются андезитовые формации вторичных вулканогенных геосинклиналей и формации последовательно дифференцированного комплекса первичной эвгеосинклинали уральского типа. Только с первыми из них связаны крупные и уникальные колчеданные месторождения. Колчеданные месторождения в терригенно-сланцевых отложениях могут иметь важное практическое значение во вторичных геосинклиналях, если эти отложения ассоциируют с андезитовой или существенно риолитовой формациями.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В настоящее время все более раскрывается широкое участие в вулканогенно-осадочном рудообразовании проникающей в литосферу морской воды. Примером может служить модель формирования сульфидных залежей верхнемелового офиолитового комплекса Троодос на о-ве Кипр, детально исследованных и описанных в ряде публикаций [43]. Этот объект выгодно отличается от многих других серьезной и, возможно, достаточно успешной попыткой привлечь для решения генетических вопросов комплекс методов тонкой геохимии с использованием, в частности, соотношений стабильных изотопов ряда химических элементов.

Массивные сульфидные залежи офиолитового комплекса Троодос приурочены к отложениям подушечных базальтовых лав и являются их составной частью. Они образовались на первоначальной границе раздела между морской водой и лавами (рис. 39) и

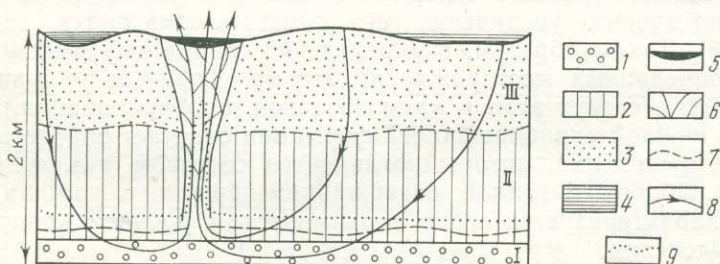


Рис. 39. Модель гидротермальной конвекции, метаморфизма и переноса массы в пределах офиолитового комплекса Троодос (о-в Кипр). По Х. Чепману и Э. Спунеру.

Фации: I — амфиболитовая, II — зеленосланцевая, III — цеолитовая; 1 — габбро, метагаббро, в разной степени измененный трондьемит; 2 — слоистый дайковый комплекс; 3 — подушечные базальтовые лавы; 4 — железо-марганцевые руды (умбры); 5 — массивные сульфидные руды; 6 — зона штокверкового оруденения; 7 — границы метаморфических фаций; 8 — направления течения (гидротермальной конвекции); 9 — приближенное изображение изотермы, обусловленной конвекцией

характеризуются четкой зональностью (сверху вниз): массивные руды, зона сульфидов с кварцем, штокверковая зона. Последняя сложена жилами и вкрапленностью пирита и располагается уже собственно в брекчированных и подвергшихся значительному окремнению, хлоритизации и аргиллизации подушечных лавах, подстилающих морское дно. Такие штокверковые зоны весьма характерны для проксимальных месторождений и представляют собой корни осадочных залежей, обозначающих в то же время каналы растворов, изливающихся на морском дне.

В процессе взаимодействия вода — порода на стадии излияния в цикле конвекции теплоты и переноса массы все три зоны офиолитового комплекса на протяжении 2 км по вертикали подверглись гидратации (среднее возрастание содержания воды 2,2 %) и гидротермальному метаморфизму с образованием (сверху вниз) цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В пользу того, что и гидротермальные изменения и отложение собственно руд происходили с участием морской воды, подобраны такие доказательства.

1. Первичное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ гидротермально измененных metabазальтов колеблется от $0,7052 \pm 0,0001$ до $0,7075 \pm 0,0002$, заметно отличаясь от первичного отношения пород ($0,70338—0,70365$), не испытавших таких изменений. В то же время это отношение близко к отношению ($0,7076 \pm 0,0006$) для верхнемеловой морской воды. Обогащение тяжелым изотопом ^{87}Sr гидротермального раствора за счет морской воды подтверждается также и данными по цеолиту, взятому в 800 м ниже верхней границы подушечных лав. В нем первичное отношение изотопов стронция неотлично от морской воды и составляет 0,7076.

2. Изотопные отношения кислорода в породе (по валу) также претерпели существенные изменения. При $\delta^{18}\text{O}$, равном для неизмененных глубоководных базальтов $+6\text{‰}$, верхняя часть рассматриваемой метаморфизованной зоны характеризуется значительным обогащением тяжелым изотопом ($\delta^{18}\text{O} = +12,4\text{‰}$) при не менее заметном обеднении им на глубине ($\delta^{18}\text{O} = 3,31\text{‰}$).

3. Сочетание данных по D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в минералах и породе по валу с данными по минеральным скоплениям позволило рассчитать изотопный состав водорода и кислорода непосредственно в метаморфических водах. Установлено, что при формировании зеленосланцевой фации при температурах 200—450 °C величина δD в водах составляла около 0 ‰, что также указывает на их морское происхождение.

4. Хлорит и актинолит также образовались из растворов морской воды, которые в результате обмена с породой претерпели кислородное изотопное смещение от 0 до $\sim +5\text{‰}$.

5. Данные по изотопии серы, как всегда, менее определенны. Величины $\delta^{34}\text{S}$ в пирите из массивной руды и штокверка колеблются от $+3$ до 7‰ , среднее по 19 анализам $+4,8\text{‰}$. Предполагается, что сера рудных залежей является комбинированной и представляет собой смесь из 1/3 восстановленного сульфата мор-

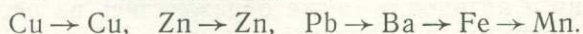
ской воды ($\delta^{34}\text{S} = 16\text{‰}$ в верхнемеловой период) и 2/3 привнесенной базальтовой серы ($\delta^{34}\text{S}$ сульфидов глубоководных базальтов равен $+1\text{‰}$).

6. Для сульфидных залежей Троодос характерна отрицательная аномалия церия, которая типична также для морской воды и металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия. По другим редким землям подразумевается сложное смешение вод различного происхождения.

В целом редкие земли (обычно нормализованные по хондритам) привлекаются все чаще в качестве геохимических индикаторов происхождения минералообразующих (рудообразующих) растворов. Так, в железных рудах редкие земли используются как показатель их отложения из морской воды или гидротерм. Изучение содержания и спектра редких земель в баритах дает возможность отличать глубоководные месторождения от гидротермальных и морских мелководных. В частности, глубоководные бариты имеют высокие концентрации суммы редких земель и минимальные европия, не обнаруживая отрицательной аномалии церия, характерной для морской воды. Гидротермальные и мелководные морские бариты содержат более низкие концентрации редких земель; осадочные бариты, образованные в восстановительных условиях, и бариты метаморфического происхождения имеют положительные аномалии европия.

Привлечение методов геохимии в целом и рассеянных в породах элементов в качестве чувствительных геохимических индикаторов разнообразных геологических процессов в частности — отличительная черта нашего времени. Переход на новый, более высокий уровень исследования значительно расширяет возможности познания закономерностей рудообразования, связи его с вулканизмом.

Во всем мире большой не только практический, но и теоретический интерес вызывает вулканогенно-осадочный тип месторождений цветных и черных металлов, образующих обширные и богатые стратиформные залежи и их серии. Здесь в первую очередь хотелось бы обратить внимание на важнейшую закономерность — характерную вертикальную и латеральную зональность, проявляющуюся как в размещении вулканогенно-осадочных месторождений отдельных металлов относительно друг друга, так и в их внутреннем строении. Несмотря на различные ранги зональности, последовательность отложения главных металлов в обоих случаях одна и та же (от тыла к фронту)



Этот ряд отвечает порядку поступления растворов во времени, а также дифференциации из одного потока. Нетрудно видеть, что описываемая зональность — одно из проявлений единой универсальной геохимической зональности, присущей всем без исключения процессам, обуславливающим какое-либо движение и распределение этих металлов, и, в частности, детально изученной ав-

Рис. 40. Схема латеральной зональности вулканогенно-осадочного оруденения в связи с известково-щелочным (А) и толеитовым рядом (Б). По [40]



тором и С. В. Григорьяном для первичных геохимических ореолов рудных месторождений [7, 19].

В латеральном зональном ряду вулканогенно-осадочных месторождений выделяются проксимальная и дистальная группы. В наибольшем удалении от источника отлагаются железо-марганцевые руды, ближе — барит, далее — свинцово-цинковая ассоциация и в непосредственной близости — существенно медные руды. По И. Плаймеру [47], между железо-марганцевыми рудами и полиметаллической ассоциацией могут располагаться руды вольфрама и золота (рис. 40). Как видно из рис. 40, условия отложения и соответственно связь с известково-щелочной или толеитовой формацией накладывают свой отпечаток на описываемую зональность. Рудные залежи, связанные с известково-щелочным рядом, образуются в относительно неглубоких водах, в области островных дуг. Залежи, присущие толеитовому вулканизму, формируются на морском дне, в области высоких геотермальных градиентов, характерных для срединных океанических хребтов.

В латеральном ряду месторождений с удалением от источника уменьшаются степень гидротермального изменения вмещающих пород, отношение пирита к пирротину, а также отношение Cu к $(Cu+Zn+Pb)$. В общем виде для вертикальной и латеральной зональности стратиформных руд характерна постепенная смена к периферии свинцово-цинковыми зонами и зонами, содержащими высокие концентрации железа, бария и марганца. Вертикальная зональность описываемых месторождений осложняется чрезвычайно важным обстоятельством: стратиформные залежи часто сопровождаются несогласным оруденением в подстилающих толщах в виде штокверков, жил, зон вкрапленности, которое с верхней стратиформной частью залежи составляет и генетически, и зонально единое целое. В ряду зональности распределение металлов между собственно стратиформной залежью и оруденением в подстилающей толще может быть различным. Оно находится в прямой зависимости от гидростатического давления, обусловленного глубиной формирования месторождения [40]. Опережающее оруденение в подстилающей толще происходит при относительно низких давлениях столба воды, способствующих вскипанию и выкипанию растворов в подводящих каналах, их быстрому охлаждению и выделению труднорастворимых сульфидных фаз (тыловых ме-

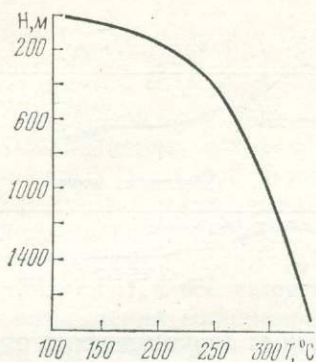


Рис. 41. Кривая точек кипения для раствора, содержащего 5% (масс.) NaCl, с учетом глубины моря *H*. По Хаасу

таллов зональной колонки) перед излиянием на дно моря и отложением стратиформных руд (рис. 41).

При большой глубине моря все влекомые рудообразующим раствором металлы достигают дна и участвуют в формировании стратиформных залежей. К этой пока мало распространенной группе относятся месторождения типа Бесши (Япония), а также продукты современного рудообразования во впадинах Красного моря, глубина которых составляет 2200 м. На меньших глубинах медь предпочитает отлагаться еще до выхода растворов на дно моря, образуя жилы и штокверки в подстилающих породах. Если процесс идет в мелководье, то не одна медь, но и полиметаллы отлагаются под морским дном, и только наиболее устойчивые в растворе железо и марганец образуют стратиформные залежи. Некоторые конкретные примеры показаны на рис. 42. Возможность наличия промышленных медных руд под стратиформными залежами полиметаллов — весьма важный факт, который нельзя не учитывать при прогнозе и поисках. На рис. 42 добавлены месторождения Жайремской группы, глубина моря в момент образования которой, по данным А. А. Рожнова и Е. И. Бузмакова, составляла первые сотни метров и не превышала 0,5 км. Вполне вероятно, что на месторождениях Жайремской группы под зоной полиметаллического оруденения действительно располагаются промышленные меднорудные тела. Тем более, что здесь медь является металлом-примесью полиметаллических тел, т. е. рудообразующий раствор изначально содержал медь, а температуры были достаточно высоки для извлечения меди из первоисточника.

Контрастному зональному распределению в вулканогенно-осадочном цикле оруденения подвергаются не только пять главных металлов (медь, цинк, свинец, железо, марганец), но и многочисленные элементы-примеси. При этом чувствительными показателями зональности и одновременно показателями степени взаимодействия гидротермального рассола с морской водой, т. е. степени удаления от места выхода гидротерм, являются распределение металлов и следующие их соотношения: Fe/Mn, Cu/Zn, Cu/Pb, Zn/Pb, Au/Ag, Ni/Co и др. (рис. 43).

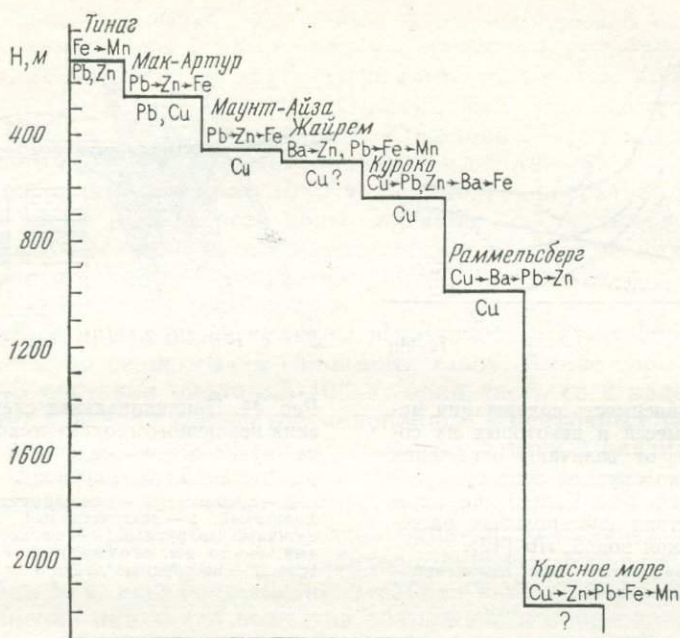


Рис. 42. Схема соотношения типа оруденения, распределения металлов и глубины моря в период гидротермального излияния. По [40] с дополнениями автора

Вулканогенно-осадочное рудообразование отличается еще рядом специфических геохимических признаков. Среди них в первую очередь следует назвать принципиальное отсутствие первичных геохимических ореолов на надрудной части (рис. 44), поскольку в момент образования рудного осадка над ним был только столб воды и породы кровли отсутствовали. С другой стороны, в водной среде вокруг и в связи с сульфидными телами создается устойчивое электрическое поле, влияющее на распределение и перераспределение металлов, а также специфические проявления зональности.

Зарождение и отделение рудообразующих растворов и рудного вещества закономерно сопровождает весь длительный вулканический процесс.

Мы остановились несколько подробнее на крайних проявлениях: отделении магнетитовой лавы на начальных этапах процесса и морских рудных осадках, связанных с его завершением. Однако это не значит, что в образовании всех прочих генетических групп эндогенных рудных месторождений вулканизм не конкурирует с интрузивным магматизмом, с которым мы привыкли традиционно связывать подавляющее большинство эндогенных руд. Напротив, сейчас стало ясно, что деятельность вулканизма и в этом

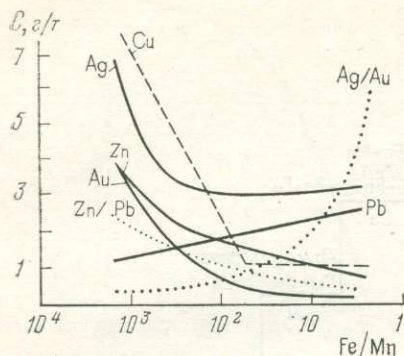


Рис. 43. Зависимость содержания металлов-примесей и некоторых их соотношений от величины отношения Fe/Mn в околорудной зоне сульфидных залежей о-ва Кипра, как меры взаимодействия фумарольных рассолов с морской водой. По [42].

Масштаб ординаты: для отношений — $n \cdot 10$; Au, Ag — $n \cdot 2 \cdot 10^2$; Cu, Zn, Pb — $n \cdot 2 \times 10^3$.

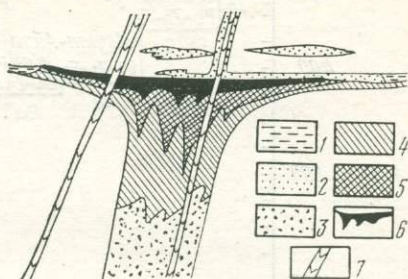


Рис. 44. Принципиальная схема строения первичного геохимического ореола вулканогенно-осадочного месторождения. По Э. Баранову.

1-5 — ореолы: 1 — конседиментационный фланговый, 2 — эпигенетический, 3 — сингенетический подрудный, 4 — то же, близрудный, 5 — то же, околорудный; 6 — рудное тело; 7 — пострудные дайки

случае очень велика. Все возрастающее систематическое накопление неконвергентных геологических и особенно геохимических признаков позволяет все чаще обнаруживать рудные продукты этой деятельности.

В формировании вулканогенных месторождений могут участвовать воды различного происхождения; кроме магматических большое значение имеют морские (океанические) воды, особенно для месторождений вулканогенно-осадочного класса.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ

В настоящее время существование интрателлурических растворов достаточно общепризнано. Эти растворы явились предметом обсуждения, в частности, уже на двух всесоюзных совещаниях по проблеме «Дегазация Земли и геотектоника» (1976, 1985 гг.) и двух совещаниях, посвященных проблеме «Магма и магматические флюиды» (ИЭМ, 1981 г.; ИГЕМ, 1985 г.).

Общие соображения

Один из главных источников металлов — верхняя мантия, причем не только для образования месторождений, ассоциированных с базальтоидными формациями магматических пород, т. е. металлов, привнесенных непосредственно базальтоидными расплавами, но и месторождений металлов, привнесенных интрателлурическими (трансмагматическими) растворами. По общему мнению, верхняя

мантия — неисчерпаемый источник газов, непрерывно выделяющихся в земную кору и за ее пределы, начиная с нуклеарной стадии становления земной коры. Огромные количества вулканических газов (H_2O , CO_2 , CO , H_2 , SO_2 , H_2S , HCl , HF) поступают из верхней мантии. По подсчетам В. А. Соколова [33], только за фанерозойское время (последние 500—600 млн. лет) из мантии вынесен углерод в количестве 10^{16} т; водород, превратившийся в $3,6 \cdot 10^{15}$ т воды (0,26 % всей воды океанов, составляющей $1,4 \times 10^{18}$ т). Общее количество выделившейся из мантии воды, учитывая и ее поступление в прежние эпохи, было вполне достаточным для образования гидросферы.

За это же время через вулканы выделилось в атмосферу большое количество сернистых и галогидных газов. Вынос серы в виде SO_2 и H_2S составил около $3,5 \cdot 10^{15}$ т: одна часть ее в виде плохо растворимых в воде сульфатов накопилась в осадочных породах, другая часть в виде растворимых солей находится в океанах. Вынос HCl и HF составляет около $2 \cdot 10^{15}$ т. Для сравнения укажем, что в месторождениях самородной серы и пирита сосредоточено $2 \cdot 10^9$ т элементарной серы, т. е. менее одной миллионной части вынесенной. В месторождениях плавикового шпата фтора немногим выше 10^8 т, т. е. еще более незначительная часть. Таким образом, с точки зрения источника вещества возможности образования месторождений этих элементов из описываемых эманаций неограниченны, как и в случае выноса из горных пород земной коры.

Подсчеты количества вынесенных газов производились не только В. А. Соколовым, но и другими исследователями с помощью различных методов и использованием разных исходных данных (Н. М. Страхов, Г. С. Горшков, Е. К. Мархинин и др.). Подсчеты дали примерно одинаковые цифры. Как достаточно убедительно обосновывает В. А. Соколов [33], к газам, движущимся из верхней мантии, газы земной коры примешиваются в незначительном количестве только на начальной стадии. Изменяется лишь соотношение компонентов в мантийных газовых смесях по мере их продвижения вверх в результате закономерного изменения температуры и давления.

Запасы воды в мантии, исходя из ее содержания в метеоритах (0,5 %), А. П. Виноградовым оцениваются величиной порядка $2 \cdot 10^{20}$ т, масса воды в литосфере ($2,5 \cdot 10^{18}$ т) составляет всего лишь 1,25 % ее запасов в мантии. Эти мощные потенциальные запасы все время пополняют воды земной коры и Мирового океана, хотя часть воды и теряется Землей. И. Калп подсчитал, что 10^{18} т воды улетучилось за геологическое время в пространство или диссоциировало на водород и кислород.

В верхних частях астеносферы на глубине порядка 60 км температура достигает примерно 1000—1200 °С, а давление 160—200 ГПа; с глубиной температура и давление еще более увеличиваются. В этих условиях вода, по-видимому, представляет собой пластичное тело, имеющее плотность значительно больше единицы. Она способна растворяться в твердой горной массе или сор-

бираться ею; с другой стороны, вода здесь является той средой, в которой главным образом и сосредоточены летучие вещества. Подобный флюид представляет собой высокоактивный растворитель металлов.

Вода и содержащиеся в мантии газы в силу полной непроницаемости твердых пород земной коры, перекрывающих астеносферу, могут проникать в земную кору и далее в атмосферу только при продвижении по разломам. Здесь, естественно, возможны два крайних типа этого перемещения — в связи с проникновением магмы и в связи с продвижением газовых дифференциатов самостоятельно по разломам типа трещинных зон, где магма продвигаться не может, т. е. в тех случаях, когда создаются осмотические условия (ослабленные зоны проницаемы для газов и непроницаемы для жидкого расплава). В промежуточных случаях газы могут просто опережать в своем движении магматический расплав, прокладывая даже для него путь, и в конечной стадии в виде шапки уходить выше кристаллизующейся интрузии.

Можно утверждать, что выделение газов из верхней мантии — неизбежный закономерный геологический процесс.

Газы могут попадать в верхи мантии, а затем в земную кору — благоприятную для рудообразования зону — и атмосферу преимущественно через жидкий магматический расплав; они правомерно названы Д. С. Коржинским трансмагматическими. Но те же газы могут проходить и через толщу твердых пород земной коры, если проникающий до мантии разлом представляет собой ослабленную зону, непроницаемую для магмы и проницаемую для газов (непроницаемость зоны разлома для магмы может наступить на любом уровне движения газоматической жидкости из мантии вверх). В таких условиях газы уже не являются собственно трансмагматическими, но и при этом самостоятельном продвижении газов, вероятно, в большинстве случаев возникает неременное сочетание магматического расплава и газовой-жидких глубинных растворов.

Мантийные газы своим теплом расплавляют участки земной коры и способствуют последующему образованию гранитов, сиенитов и прочих пород в соответствии с гипотезой гранитизации — магматического замещения под воздействием трансмагматических (интрателлурических) растворов подкорового происхождения. Интрателлурические подкоровые газовые растворы содержат и интересующие нас металлы. Они выносят металлы из мантии и какое-то количество захватывают из пород земной коры, а также из жидкого расплава — той среды, через которую часто происходит их движение вверх. Интрателлурические растворы — водные (вулканические газы содержат 94 % H_2O); они обязательно содержат CO_2 , H_2S , HCl , HF , SO_2 , Na , K , а также металлы, образующие руду.

Гипотеза о существовании интрателлурических растворов впервые была высказана еще в 1910 г. П. Термье [11], выдвинувшим идею «колонн фильтрации», т. е. «потоков просачивающихся вос-

ходящих ювенильных растворов, которые вызывают метаморфизм толщ горных пород, а ниже по разрезу — избирательное их расплавление». Дальнейшее развитие и обоснование эта гипотеза получила в работах Д. С. Коржинского [11], который опирался на анализ эмпирических закономерностей минеральных парагенезисов. Она находит все большее подтверждение в геологических фактах и явлениях и признана уже многими геологами, тектонистами, петрологами, геофизиками.

Связь с магматизмом и метаморфизмом

Ю. А. Кузнецов и Э. П. Изох предложили заменить термин «трансмагматические растворы» менее определенным, но более оправданным в настоящее время термином «интрателлурические потоки». При этом подразумевается, что интрателлурические потоки вещества являются в равной мере агентами как метаморфизма, так и магмообразования, причем трансмагматическими они становятся лишь в частном случае — после появления магмы как таковой. По существу, нельзя не согласиться с этим, тем более, что Д. С. Коржинский указывает, что трансмагматические растворы в некоторых случаях при своем воздействии на породы земной коры могут не привести к их расплавлению и магмообразованию.

Большой интерес представляют современные гидротермальные системы (термоаномалии) Камчатки и других областей. Эти системы непосредственно не связаны с вулканическими аппаратами, часто удалены от них или наложены. По В. В. Аверьеву, формирование термоаномалий в земной коре обусловлено восходящим потоком горячего флюида, который в общем случае не связан с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса. Высокая температура восходящего флюида, в недрах термоаномалий достигающая 600—800 °С, может вполне вызвать плавление пород коры и соответственно коровое магмообразование.

Грандиозные масштабы региональной гранитизации и метасоматического преобразования толщ горных пород указывают на существование при орогенических процессах мощных восходящих потоков интрателлурических растворов, вызывающих эти явления. Именно петрологические данные, основанные прежде всего на изучении поведения воды и щелочных металлов при магматических процессах, приводят к представлению, что вдоль глубинных тектонических разломов могут подниматься из подкоровых слоев потоки летучих компонентов, которые вызывают метаморфизм горных пород, их метасоматоз и расплавление. Главными компонентами этих потоков Д. С. Коржинский [11] на основании анализа парагенезисов минералов называет вполне подвижные H_2O , калий, натрий, а также летучие кислоты.

Гипотеза интрателлурических растворов хорошо объясняет ту закономерную связь, которая существует между размахом метаморфизма, метасоматоза и магматического замещения толщ гор-

ных пород, с одной стороны, и составом возникающей при этом магмы — с другой. В зонах наиболее мощного воздействия этих растворов за счет пород любой основности возникают граниты. При отсутствии таких восходящих потоков летучих компонентов возможны лишь чисто интрузивные проявления гипербазитовой и базальтовой магм.

Образующаяся при магматическом замещении магма в ряде случаев может быть интродуцирована в вышележащие толщи, и дальнейшее формирование таких интрузивных тел может не сопровождаться воздействием трансмагматических потоков. Так можно объяснить существование чисто интрузивных массивов гранитов, отличающихся однородностью состава и весьма слабым проявлением контактовых и постмагматических процессов. В то же время на тех же уровнях, вплоть до субвулканических, в связи с разломами могут проявляться интенсивные процессы магматического замещения, метаморфизма, постмагматического изменения и минерализации пород, связанные с деятельностью трансмагматических растворов.

Состав образующихся эвтектических и котектических магм должен зависеть от состава и особенно щелочности воздействующих трансмагматических растворов, поэтому возможна не только гранитизация, но и сиенитизация и диоритизация и пр. Это происходит не только в зоне анатексиса, но и на любых глубинах, вплоть до субвулканических [11]. Наличие потоков трансмагматических растворов хорошо объясняет подвижность воды и щелочных металлов при кристаллизации магмы. Этой же подвижностью легко объясняется унос избытка железа, магния и кальция при гранитизации основных пород наряду со значительным привнесением щелочных металлов при метаморфизме и гранитизации осадочных толщ.

Существование локальных потоков интрателлурических растворов подтверждается неравномерностью проявления гранитизации и метаморфизма, особенно в условиях средних и малых глубин. Магматическое замещение пород кровли гранитами, сиенитами, габбро, порфиритами и порфирами для гипабиссальных и субвулканических формаций обычно, но проявляется очень неравномерно.

Особенности рудообразования

Итак, интрателлурические (трансмагматические) растворы идут из мантии неизбежно, о чем свидетельствует значительное число независимых данных. Такие растворы не могут быть стерильными, они неизбежно должны нести и рудное вещество. Следовательно, возникает вопрос: где и когда интрателлурические растворы сбрасывают рудное вещество и как образуют рудные скопления? Обособления рудных компонентов возможны уже в самой мантии. Об этом говорят такие факты, как наличие сульфидов в ксенолитах кимберлитовых трубок и во включениях ультра-

основных пород глубинного происхождения. С интрателлурическими растворами глубинного происхождения связаны обширный привнос калия и формирование некоторых типов редкометалльных месторождений, приуроченных к щелочным комплексам и карбонатам.

Интрателлурические растворы образуют расплавы только в локальных условиях. При региональном метаморфизме деятельность этих растворов достигает больших масштабов. Ореолы контактовых изменений неизбежно должны быть шире самих интрузивов и естественно, что при смущавших ранее геологов подсчетах количества воды, натрия, калия и других веществ, привнесенных в зоны метасоматических и метаморфических изменений, совершенно сопоставимы с размерами сосуществующих интрузивов. Как месторождение — частность, точечное проявление среди широкого регионального поля метаморфических преобразований, так и интрузив в рудных провинциях — частность внутри зоны общего воздействия. Изотопный анализ позволяет обнаружить следы прохождения нагретых интрателлурических растворов в гипабиссальной зоне там, где какие-либо изменения визуально не обнаруживаются. Так, например, по данным Б. Тьюри и Х. Тейлора, гидротермальный флюид при своем прохождении охватил 70 % объема гранодиоритового штока Доменигонии-Вэлли в Южной Калифорнии. При этом по соотношению ^{18}O в воде и породе установлено, что в течение всего времени кристаллизации и охлаждения штока через него прошло $17 \cdot 10^9$ кг H_2O , несомненно глубинной.

Связь рудообразования с деятельностью интрателлурических растворов отличается еще целым рядом особенностей и закономерностей, благоприятствующих рудоотложению в широком диапазоне различных геологических условий. В частности, интрателлурические растворы могут участвовать и в постмагматическом процессе, переходить эволюционно в постмагматические растворы. Это отметил еще Д. С. Коржинский [11], говоря о том, что поля эндогенного оруденения связаны не только с крупными интрузиями гранитоидов, но и с крупными разломами, вдоль которых проявляются потоки восходящих растворов — трансмагматические потоки. Первоначально эти потоки вызывают магматическое замещение, а при затухании процесса и кристаллизации магмы участвуют в постмагматических преобразованиях вместе с остаточными растворами магм. Иначе говоря, с возникновением гранитов интрателлурические растворы не исчезают бесследно. Постепенно охлаждаясь, они вступают в регрессивную стадию и по своим физико-химическим параметрам ничем не отличаются от постмагматических растворов и неизвестно, что будет преобладать в общем металлогеническом потоке в каждом отдельном случае.

Главное в идее об интрателлурических растворах как факторе рудообразования — признание необязательной не только пространственной, но и генетической связи гидротермальных месторождений с интрузивами и в то же время утверждение возможности длительности рудообразования и отделения растворов от интрузи-

ва; растворы появляются раньше интрузива и продолжают существовать еще долго после его образования.

Эндегенные месторождения пространственно могут быть не обязательно связаны с интрузивами или видимыми разломами. Главное условие их нахождения — принадлежность к полям метасоматических преобразований, к *зонам деформации*. При любых дополнительных напряжениях деформации в твердом теле распределяются неравномерно, образуя зоны, преимущественно локализирующие деформации, и слабodeформированные блоки, разделяющие эти зоны. В таких зонах и блоках могут быть выделены, в свою очередь, зоны и блоки низшего порядка. Зоны самого низшего порядка проявляются в кристаллических решетках минералов; верхний порядок зависит от размеров деформируемого тела. Зоны повышенной деформации отличаются и повышенной проницаемостью для газов и жидких растворов. Обязательная многостепенность в строении деформированных зон связывает воедино все тектонические проявления — от планетарных до узколокальных, от определяющих крупные металлогенические провинции до обуславливающих расположение отдельных рудных тел.

Рудообразование, связанное с интрателлурическими растворами, представляет собой тот противоположный постмагматическому рудообразованию крайний случай эндогенного процесса, когда при отдаленной связи с магматизмом на первый план выступают структурно-тектонические факторы при почти полном исключении непосредственного влияния интрузии. Протекая параллельно или последовательно, процессы рудообразования из интрателлурических и постмагматических растворов взаимно дополняют друг друга как две стороны единого мантийно-магматического процесса.

Рудоотложение, связанное с интрателлурическими растворами, происходит так же, как и из постмагматических растворов, в *регрессивную стадию*, т. е. при падающей температуре. В прогрессивную стадию, стадию собственно гранитизации, рудоотложения нет (за исключением, может быть, описанного Л. И. Шабыниным отложения части магнетита в магнизиальных скарнах на фронте гранитизации доломитов). В прогрессивную стадию, где может происходить плавление, интрателлурические (трансмагматические) растворы образуют массивы гранитов, сиенитов, диоритов и габбро; в регрессивную стадию эти же растворы образуют месторождения, а остатки пополняют океан.

Весьма значительно распространено самостоятельное выделение мантийных газов по ослабленным зонам разломов. Эти газы сами производят расплавление участков земной коры, и, таким образом, по сравнению с моделью «гранитный расплав — постмагматический раствор» не растворы выделяются из интрузии, а интрузивные массивы образуются под воздействием растворов. В этом случае становится ясной широко наблюдаемая в природе связь различных рудных месторождений с интрузивными штоками, замкнутыми снизу, без каких-либо корней.

Еще С. С. Смирнов обращал внимание на частную связь крупных рудных узлов с так называемыми малыми интрузиями, не представляющими собой выступов кровли более крупных интрузивов: «Резкое несоответствие объема подобных малых интрузий с масштабом гидротермальных преобразований и количеством рудного материала порождает серьезнейшие сомнения в возможности возникновения всей массы рудоносных растворов при остывании и кристаллизации тех или иных малых интрузий» [32].

Если месторождения, ассоциированные с малыми интрузиями, обязаны своим происхождением интрателлурическим растворам, то малые интрузии парагенетически действительно связаны с месторождениями; они — продукт гранитизации, сиенитизации и пр., т. е. неотъемлемый сопутствующий результат воздействия этих же растворов.

Некоторые примеры

Некоторые группы месторождений так называемого медно-порфирового типа (совсем не обязательно все), образованные прожилково-вкрапленными медными, медно-молибденовыми и некоторыми другими рудами в интрузивах гранитного, сиенитового и диоритового состава, своим происхождением, вероятно, обязаны интрателлурическим растворам. Достаточно убедительно доказывают это геологические и минералого-геохимические данные, относящиеся к трем десяткам крупных медных и молибденовых месторождений американского континента [45]. Универсальная зональность распределения оруденения и околорудных изменений при разной глубинности отдельных месторождений и рудных полей, приуроченность к крупным разломам и малая зависимость от конфигурации и положения интрузива лишает возможности связывать эту конкретную формацию в целом с деятельностью постмагматических растворов, возникавших в локальных источниках.

Многие месторождения, образованные вне видимой связи с интрузиями и приуроченные к зонам глубинных разломов, также могут представлять собой продукт деятельности интрателлурических растворов. В частности, затухающие на значительном удалении от источника потоки интрателлурических растворов могут быть причиной возникновения некоторых типов низкотемпературных телетермальных месторождений — ртутных, сурьмяных, мышьяковых. Особенно показательны в этом отношении зоны глубинных разломов обрамления Ферганской долины с месторождениями Хайдаркан (ртуть), Кадамджай (сурьма), Қан (свинец, цинк) и др. К таким же выводам относительно ртутных месторождений пришли и В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский. Если признать возможность образования месторождений подобного типа из интрателлурических растворов, то становятся ясными те главные особенности, которые в своей совокупности раньше не укладывались ни в одну из обсуждаемых гипотез их происхождения.

Л. И. Шабыниным [36] обосновывается связь магнезиальных скарнов с интрателлурическими (трансмагматическими) растворами и выделяется особая магнезиально-скарновая рудная формация. С магнезиальными скарнами связаны разнообразные по составу руды: магнетитовые, полиметаллические, касситеритовые и касситерит-станныновые, шеелитовые, боратовые. К отдельным типам этих руд приурочен большой набор металлов: железо, медь, свинец, цинк, вольфрам, молибден, олово, висмут, мышьяк, золото, редкие земли (церовая группа). По Л. И. Шабынину, преобладающая часть магнезиальных скарнов представлена инфильтрационными разностями, образовавшимися в *прогрессивную (магматическую)* стадию метаморфизма, т. е. в условиях подъема геозотерм. Другие исследователи также связывают их образование с воздействием на доломиты потока растворов, выходящих из продвигающегося следом магматического расплава, т. е. с трансмагматическими растворами. Магнетитовое оруденение, вероятно, частично может образоваться еще в магматическую стадию; все остальные руды отлагаются в постмагматических условиях, аналогично оруденению в известковых скарнах. Число промышленных месторождений магнетита магнезиально-скарновой формации, возникших в различных условиях глубинности и расположенных во многих странах мира, по Л. И. Шабынину, достигает 80. Связь месторождений магнезиально-скарновой рудной формации с деятельностью трансмагматических растворов несомненно указывает на такие их важные свойства, как возможность высокой железистости и повышенная активность кислорода.

Детальные исследования Л. В. Овчинниковой на Лебяжинском месторождении в Высокогорском рудном поле (Средний Урал) позволяют предполагать, что, по крайней мере, некоторые известные скарново-магнетитовые (как и сопровождающие их медно-рудные) месторождения Урала, Алтае-Саянской области и других регионов своим образованием также обязаны деятельности трансмагматических растворов в постмагматическую стадию. По общему мнению, опирающемуся на многочисленные неопровержимые факты, эти месторождения связаны с дифференциатами базальтоидной магмы — гранитоидами, сиенитами, габбро. Последние не принадлежат к первично-магматическим образованиям, а сами являются соответственно продуктами сиенитизации, гранитизации, габброизации в результате воздействия трансмагматических растворов, которые предшествовали продвижению базальтоидной магмы или же выделялись в породы кровли на месте ее становления.

В сиенитах Тагило-Кушвинского рудного узла очень много разной степени переработанных останцов пород кровли, включая слоистые туфы и известняки. Широкое развитие здесь процессов сиенитизации подтверждают и многие другие наблюдения. Как показал Д. С. Коржинский, при инфильтрации трансмагматических растворов в породы, богатые кальцием и магнием, активность калия и натрия возрастает в связи с кислотно-основным взаимо-

действием компонентов, что и должно приводить к возникновению щелочных краевых фаций. Существование потоков интрателлурических растворов, идущих через поднимающуюся габбровую магму, сформировавшую впоследствии крупные интрузивы в районе, подтверждает также широкое развитие здесь габброизации: замещения габбровой магмой андезито-базальтовых порфириров и их туфов с предшествующими метасоматическими изменениями. Это явление подробно описано В. А. Артамоновой, наблюдалось Д. С. Коржинским, Л. В. Малаховой и другими исследователями.

Таким образом, контактово-метасоматические месторождения железа и меди Урала и Алтае-Саянской области отличаются от полиметаллических, вольфрамовых и других контактово-метасоматических месторождений не только связью с другой магмой, но и воздействием интрателлурических, а не постмагматических растворов. Хотя возможно, что многочисленные разнообразные по составу относительно мелкие месторождения Кармазара, приуроченные к четким структурным элементам внутри интрузивов, вполне могли возникнуть в результате деятельности также интрателлурических растворов, проникающих в гранит уже после его затвердения.

Вероятно, и крупные промышленные месторождения сульфидно-никелевых руд в базитах, относимые до сих пор, безусловно, к собственно магматическому типу, образовались в связи с деятельностью интрателлурических растворов. К такому выводу пришел, в частности, И. А. Зотов относительно Талнахского месторождения. Э. С. Кравченко в Печенгском рудном узле установлена единая комплексная геохимическая аномалия площадью свыше 300 км², содержащая высокие концентрации меди, никеля, свинца, кобальта, бария, хрома, цинка и др. Эта крупная аномалия несомненно связана с воздействием глубинных интрателлурических растворов. Магма, обусловившая становление интрузивов базитов и гипербазитов, в ореольно-аномальных количествах содержала только три элемента — никель, хром и кобальт. После образования интрузивов сингенетичные им ореолы этих элементов под воздействием глубинных растворов претерпели изменения, которые выразились в частичном переотложении металлов. Основная масса металла, сформировавшего руды и сопровождающие их ореолы, привнесена глубинными растворами. Это однозначно доказывается для меди, свинца и бария, первичные ореолы которых, а также распределение промышленных концентраций меди по своим размерам, форме и особенностям строения совершенно не зависят от размеров, форм и особенностей строения интрузивов.

Детальная характеристика состава и свойств рудообразующих интрателлурических растворов преждевременна. Эти растворы, вероятно, могут быть даже более разнообразными, чем силикатные выплавки из мантии, образующие определенные серии магматических пород. В частности, формирование особых карбонатитовых и некоторых других щелочно-ультраосновных эндогенных образований и связанных с ними рудных месторождений, вероятно, обус-

ловлено деятельностью именно интрателлурических растворов. Это — пример специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями, включающими большой набор важных для промышленности металлов.

Характерная черта подобных щелочных пород и карбонатитовых комплексов — типичные для интрателлурических растворов весьма большие масштабы метасоматоза магматической стадии, когда объем ореолов измененных (фенитизированных и нефелинизированных) пород сопоставим с объемом интрузивных тел, а количество привнесенных и вынесенных компонентов, например щелочных металлов, алюминия, достигает сотен килограммов на 1 м³. Не меньшим распространением пользуются щелочные породы, образование которых обязано различным процессам ошелочения в ходе воздействия интрателлурических растворов на различные породы земной коры. В этом случае ювенильными эманациями, кроме щелочных металлов, поставляются и редкие элементы, образующие иногда скопления большего промышленного значения.

Следует еще раз подчеркнуть, что возможность рудообразования в связи с интрателлурическими (трансмагматическими) растворами не вызывает сомнения, однако проблема эта весьма сложна, особенно при широкой конвергентности большинства рудных парагенезисов.

РУДНЫЙ ПРОЦЕСС И МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм — наиболее распространенный на планете геологический процесс, поскольку длительная история Земли и земной коры представляет собой непрерывное преобразование, сочетающее в себе как эволюционные, так и катастрофические явления. Метаморфизм совершался во все эпохи. С одной стороны, он связан с различными эндогенными процессами: геодинамикой, магматизмом, деятельностью интрателлурических растворов, больших масс вод различного происхождения. С другой стороны, сам порождает магматизм и гидротермальные флюиды. Разнообразны масштабы, типы и механизмы метаморфизма, он всегда сочетается с метасоматозом — химическим и минеральным преобразованием вещества. Значительно влияние метаморфизма и на рудообразование.

Необходимо только уточнить наши представления о конкретной связи отдельных рудных месторождений с процессами метаморфизма. Следует выделить два аспекта влияния метаморфизма на рудообразование. Первый из них можно назвать видимым (явным), характеризующимся существованием многочисленных метаморфизованных месторождений докембрия, метаморфизованных сульфидных и некоторых иных руд фанерозоя и другими явными следами воздействия метаморфизма. Второй аспект — невидимое (предполагаемое) влияние, заключающееся в возможном отделении при метаморфизме водных горячих растворов, мобили-

зующих рассеянные металлы. Растворы эти, уходя вверх, за пределы метаморфических зон, могут отлагать свой полезный груз и формировать различные жильные или метасоматические месторождения, которые обычно по условиям их образования относят к гидротермальным. Эти две стороны роли метаморфизма в рудообразовании, более или менее активно обсуждающиеся в литературе, как известно, изучены в различной степени. Весьма характерны при этом, хотя логически и вполне объяснимы, значительная переоценка влияния метаморфизма в первом случае и недооценка — во втором.

О метаморфических месторождениях

Несколько подробнее остановимся на видимом влиянии метаморфизма и на так называемых «метаморфических месторождениях». Допуская полную возможность формирования промышленных рудных концентраций при метаморфизме, автор все же вынужден обратить внимание на то, что, несмотря на многочисленную литературу, посвященную условиям образования метаморфических месторождений, нет ни одного исследования, где было бы охарактеризовано возникновение такого месторождения только в результате метаморфизма, без привлечения магматической или гидротермальной деятельности, т. е. факторов, обусловленных уже иными процессами.

Представляется, что роль метаморфизма в образовании известных типов рудных месторождений преувеличена. Широко распространенный метаморфизм все же не создает заново рудные скопления, а только изменяет их или, как принято говорить, метаморфизует. Поэтому в большинстве группировок и классификаций естественное, казалось бы, наименование «метаморфическое» или «метаморфогенное» месторождение заменяется ставшим почти обязательным сочетанием терминов «метаморфизованное и метаморфическое», «возникшее или преобразованное» месторождение. Многие авторы вообще не делают различия между понятиями «метаморфический» и «метаморфизованный».

Даже крупнейший специалист в области изучения метаморфо-генных месторождений Я. Н. Белевцев [3] вынужден был констатировать, что «при образовании метаморфизованных и метаморфических месторождений новых элементов в руды, по сравнению с окружающими породами, не привносилось, а происходило лишь их перераспределение». В. С. Домарев, классифицируя метаморфо-генные месторождения, употребляет сочетание «возникшие или преобразованные», не отделяя тем самым собственно метаморфические месторождения от метаморфизованных, зная, вероятно, что если это сделать, то на долю «возникших» месторождений ничего не остается.

Таким образом, точное определение термина «метаморфо-генное месторождение» не существует. В этот тип месторождений включают не только глубокометаморфизованные первично-оса-

дочные или магматогенные месторождения, но иногда и просто месторождения, залегающие в метаморфических породах. Для облегчения понимания сути и механизма весьма сложных и многообразных процессов рудообразования необходимо навести порядок в номенклатуре генетических типов рудных месторождений и четко определить содержание понятия каждого типа, особенно понятия «метаморфогенное месторождение».

Чтобы не быть голословным, приведем пример трактовки термина «метаморфогенные месторождения» в трехтомнике «Рудные месторождения СССР» [26]. В данной работе описание месторождений построено по металлам, а в пределах каждого металла — по генетическому принципу. Здесь также нет четкого разграничения между метаморфогенными и метаморфизованными месторождениями при правильном в целом принятии традиционной генетической группировки. Упоминание о существовании этих типов месторождений из двадцати восьми очерков встречается в восьми, описывающих месторождения Fe, Mn, Ti, V, Co, Pb и Zn, U и Au.

Среди железорудных месторождений Г. А. Соколов выделяет генетическую группу метаморфических месторождений, сопровождая в скобках термин «метаморфические» неизбежным при существующем подходе термином «метаморфизованные». И не зря, так как к этому генетическому типу он относит собственно метаморфизованные осадочные месторождения, подразделяя их на два подтипа: железистых кварцитов и контактово-метаморфизованных. Он подчеркивает, что железистые кварциты представляют собой железистые фации «докембрийских осадочных формаций и связаны с ними фаціальными переходами» [26]. Далее эти месторождения подразделяются в зависимости от степени метаморфизма, который они претерпели.

В главе, посвященной марганцу, указывается на существование только метаморфизованных (не метаморфических!) месторождений, к которым принадлежат подвергшиеся региональному или контактовому метаморфизму осадочные или магматогенные рудные накопления. При описании месторождений титана Л. Ф. Борисенко выделяет группу метаморфогенных месторождений, подразделяющихся, в свою очередь, на метаморфизованные и метаморфические. Последние опять-таки не являются собственно метаморфическими, так как, по свидетельству автора, «приурочены к древним кристаллическим сланцам, гнейсам, эклогитам, амфиболитам и образуются в результате метаморфизма интрузивных, эффузивных и осадочных пород, предварительно обогащенных титаном» [26]. В группе метаморфогенных месторождений ванадий сопутствует титану в метаморфизованном ильменит-магнетитовом месторождении в амфиболитах, а также образует рудные скопления в зоне аргиллизации на контакте нефелиновых сиенитов и кристаллических сланцев древних метаморфических толщ. Рудой здесь является глина, и возникновение подобного месторождения еще труднее связать непосредственно с процессом метаморфизма, чем указанные ранее.

К метаморфическим кобальтсодержащим месторождениям Г. А. Крутов относит фальбанды — слои и линзы рассеянной рудной вкрапленности, залегающие в амфиболитах, тальковых и амфиболитовых сланцах. Среди месторождений свинца и цинка выделяются рудные залежи, метаморфизованные вместе с вмещающими породами.

Среди промышленных скоплений урана выделяются метаморфогенные месторождения древних платформ, которые подразделяются на два типа: а) железо-урановые месторождения, связанные с натриевыми и карбонатными метасоматитами; б) урановые месторождения, связанные с натриевыми метасоматитами. Эти месторождения принадлежат к гидротермальным образованиям, и их не следует называть метаморфогенными.

В классификации месторождений золота выделяется метаморфогенный тип, но к нему относят и месторождения, которые по своему происхождению не являются продуктами метаморфизма. Это — знаменитые золотоносные конгломераты и гравеллиты — продукты преобразования древних россыпей. Роль метаморфизма в их формировании, по свидетельству авторов очерка, свелась к тому, что «в наиболее метаморфизованных разностях происходили, по-видимому, перегруппировка и частичное переотложение золота» [26].

Вот и все типы рудных месторождений, отнесенных большим коллективом авторов трехтомника к группе метаморфических — метаморфогенных — метаморфизованных. Как следует из фактического материала и даже из формулировок самих авторов, все упомянутые в трехтомнике и описанные с той или иной степенью детальности месторождения этой группы принадлежат только к метаморфизованным, первично образованным не в результате метаморфизма, а под действием иных геологических процессов, в первую очередь осадкообразования.

В. А. Обручев, выделяя метаморфические месторождения и называя их одновременно «измененными», указывал, что условием, определяющим отношение какого-либо месторождения к этой группе, является его существование до процесса метаморфизма, который не создал рудное скопление, а только преобразовал его в большей или меньшей степени. У В. И. Смирнова [31], в отличие от многих четко различающего метаморфизованные и метаморфические месторождения, перечень последних весьма ограничен. Он включает из собственно рудных месторождений только индийские месторождения меди и непромышленные уральские месторождения титана. Остальные примеры относятся к нерудному сырью: амфибол-асбест, кианит, силлиманит, наждак, графит, мрамор, кварцит, кровельный сланец — вот типичные полезные ископаемые метаморфического происхождения.

Если обратиться к зарубежному опыту, то американские исследователи, например, вообще не выделяют метаморфических месторождений. В. Линдгрэн указывает, что при региональном метаморфизме «изменения пород, как многие полагают, протекают без

достаточного количества воды и сопровождаются незначительной концентрацией металлов». В книге Ч. Ф. Парка и Р. А. Дормида [22], выпущенной на несколько десятилетий позже, метаморфические месторождения также отсутствуют.

Вероятно, рудные месторождения, расположенные среди метаморфических образований, даже если они весьма глубоко метаморфизованы, не следует относить к метаморфогенным или метаморфическим. Как показывает весь накопленный опыт, эти месторождения или были созданы ранее, до метаморфизма, и процесс метаморфизма только их преобразовал, или если и образованы синхронно с метаморфизмом, то обязаны своим возникновением не метаморфизму, а иным процессам. Сюда могут относиться, в частности, месторождения, сформировавшиеся в результате деятельности постмагматических гидротермальных растворов или иного влияния магматизма (например, тепла интрузий).

Чтобы объективно разобраться в настоящем положении вещей, нельзя считать синонимами термины «метаморфические» и «метаморфизованные», как это делают некоторые авторы. Нельзя также и объединять их в классификациях через союз «и» («метаморфические и метаморфизованные»). Кроме того, необходимы поиски доказательств и критериев образования нового месторождения в результате именно метаморфических процессов. Если мы не будем строго различать продукты только метаморфизации, то искусственно будем сдерживать познание этого важнейшего и одновременно сложнейшего процесса, раскрытие истинных механизмов метаморфических явлений, а также факторов, управляющих этими механизмами.

Рассматривая роль метаморфизма в рудообразовании в широком плане, следует остановиться также и на проблеме метаморфизма сульфидных залежей. В последнее время, особенно за рубежом, все больший интерес вызывают наблюдения, свидетельствующие о заметных и даже значительных метаморфических преобразованиях различных сульфидных месторождений. В связи с этим появились высказывания, что процессы ремобилизации вещества в результате метаморфизма могут преобразовать промышленные сульфидоносные слои в промышленные рудные тела большей мощности и лучшего качества. Вот в этом случае и вероятно образование именно метаморфического месторождения. Однако истинные причины, агенты и механизм такого процесса не вскрыты и не описываются. Вполне возможно, что в конкретных наблюдаемых случаях это будут гидротермальные растворы, порожденные не метаморфизмом, а иными процессами. Вместе с тем достаточно много публикаций затрагивают интересный вопрос регионально-метаморфической мобилизации сульфидов, когда их плавление рассматривается в качестве основного механизма, ведущего к образованию мобилизаторов. В частности, о метаморфическом плавлении сульфидов Брокен-Хилла высказал предположение Э. Лоуренс. То же предположил П. Симс относительно каледонских месторождений Норвегии. Экспериментальные данные:

К. Фридриха, а позднее И. Крейга и Г. Куллеруда, а также и А. А. Годовикова свидетельствуют, что в условиях ряда ступеней метаморфизма возникновение и существование сульфидного расплава вполне возможно. Экспериментально подтверждается достаточно низкая (475—540 °С) температура плавления рудообразующих сульфидов.

Метаморфизм — поставщик рудообразующих растворов

Рассмотрим второй аспект роли метаморфизма. Как уже упоминалось, распространено представление и, вероятно, не без основания, что полигенные гидротермальные растворы, приводящие к образованию эпигенетических гидротермальных месторождений, могут иметь и метаморфическое происхождение. Б. Скиннер и П. Бартон (мл.) обращают внимание на то, что осадочные породы содержат в несколько раз больше воды, чем эквивалентные им по составу метаморфические породы. Вода выделяется при метаморфизме в результате уплотнения с последующим сокращением порового пространства и реакции дегидратации на более высоких ступенях метаморфизма. Предполагается также, что в равновесной системе рассол — вмещающая порода рассолы будут преимущественно концентрировать металлы, и выделяющиеся метаморфические растворы должны характеризоваться большим разнообразием растворенных веществ. Этот процесс совершается и при региональном, и при контактовом метаморфизме. Еще Р. Грей предположил, что метаморфическая вода или вода, высвобождающаяся путем дегидратации осадочных образований, переносит и концентрирует широко рассеянные металлы. Впоследствии этой проблеме был посвящен еще ряд работ.

Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид [22] указывают, что гипотеза возникновения рудообразующих растворов в результате мобилизации металлов и сульфидов в процессе метаморфизма, высказанная Г. В. Де Воре, пользуется распространением среди геологов-практиков и в ряде случаев рассматривается как наилучшее объяснение генезиса некоторых месторождений. Характерным примером таких месторождений они считают меднорудный район Мичигана, где самородная медь концентрируется вдоль кровли докембрийских базальтовых покровов.

Возможность возникновения при метаморфизме рудообразующих растворов и мобилизация металлов из метаморфизующихся толщ не только вполне допустимы, но, вероятно, и весьма велики. Число примеров и предположений, относящихся к определенным месторождениям и районам, можно было бы увеличить. Однако в настоящее время из-за отсутствия каких-либо доказательств метаморфогенного происхождения растворов и металлов, поставляемых ими для формирования месторождений, можно говорить только о постановке вопроса, о существовании проблемы в целом. Интересные сведения по этой проблеме получены при бурении Кольской сверхглубокой скважины [14]. Установленный здесь процесс

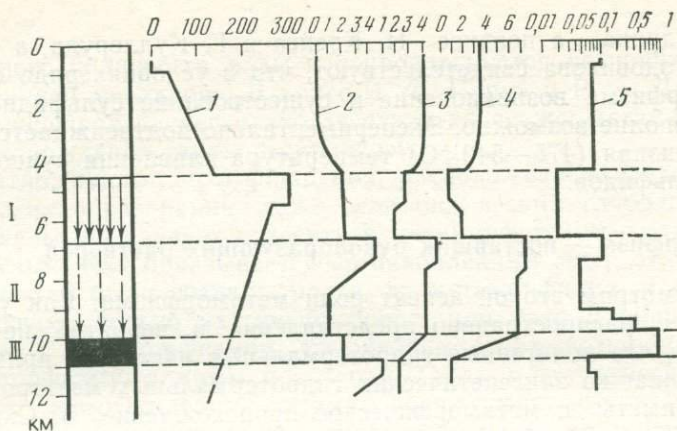


Рис. 45. Генерация метаморфогенного флюида в зоне разуплотнения, перенос и частичная концентрация металлов. Кольская сверхглубокая скважина. По А. А. Кременецкому.

Зоны: I — генерации метаморфогенного флюида, II — флюидопереноса, III — концентрации металлов.

Графики: 1 — минерализации подземных вод, кг/м³ (Cl, Ca, Na, I, Br, Sr), 2—4 — состава порового флюида: 2 — ΣC_{nH_m} , %, 3, 4 — соответственно Na и Cl, мг/100 г породы); 5 — содержание металлов, г/т

водородно-химического разуплотнения (рис. 45) глубинных пород, несомненно, может послужить одним из эффективных факторов метаморфогенного рудообразования. Тем более, что подобное глубинное разуплотнение было обнаружено ранее уральскими геофизиками в бортах Главного эвгеосинклиналиного рва Урала.

Синрифтовый метаморфизм протерозойских андезитобазальтов Печенги, по данным Кольской сверхглубокой скважины, протекал в условиях закрытой системы ввиду погружения их в архейский фундамент и перекрытия мощными (2 км) покровами пикритов и базальтов. Повышение температуры в закрытой системе привело к увеличению флюидного давления по принципу автоклавного эффекта и обусловило протекание реакций дегидратации высоководных минералов (актинолит, хлорит и т. п.) в исходных зеленосланцевых породах с выделением свободной воды в количестве ~2 %.

Около 50 % выделившейся воды законсервировалось здесь же, внутри разуплотненной толщи; остальная часть была вынесена за пределы метаморфизируемой толщи. Этот метаморфогенный флюид легко экстрагировал из пород рассеянные металлы и мог переносить их по ослабленным зонам на значительные расстояния в окружающие блоки. На рис. 45 показан один из вариантов переноса и отложения, наблюдаемый непосредственно по Кольской сверхглубокой скважине.

Проведенный А. А. Кременецким [14] анализ данных по перераспределению металлов при прогрессивном метаморфизме metabазитов печенгского комплекса позволяет оценить массу выноси-

мых элементов ($n \cdot 10^7 t$) из зоны разуплотнения следующим образом: литий — 8,6—25; олово — 1,8—3,5; молибден — 1,7—2,0; стронций — 93—100; цирконий — 33—49; кобальт — 63—69; никель — 46—76; цинк — 120—320; медь — 200—400.

Количества, как видно, внушительные и составляют десятки и сотни миллионов тонн металла. Концентрация металла в метаморфогенном растворе могла достигать десятки и первые сотни миллиграммов на 1 л. При последующей тектонической активизации захороненные гидротермально метаморфогенные растворы должны были вскрываться и перемещаться вверх с образованием зон рудоносных метасоматитов или жильных поясов редкометалльных пегматитов.

Редкометалльное пегматитообразование в зонах регионального метаморфизма

Некоторым примером попытки установления связи рудообразования с метаморфизмом с помощью геохимического подхода является исследование редкометалльного пегматитообразования, предпринятое нами совместно с А. А. Кременецким.

Промышленным источником редких щелочных металлов являются альбит-сподуменовые и микроклин-альбит-сподуменовые пегматиты. Отсутствие генетической связи редкометалльных, в частности литиевых, пегматитов с крупными плутонами стандартных гранитоидов позволило выделить их в особое семейство гранитных пегматитов. Как известно, редкометалльным пегматитам, специализированным на литий, рубидий и цезий, присущи следующие характерные признаки: 1) поля их развития обычно приурочены к узким протяженным зонам на стыке геосинклинальных областей с древними платформами, горстовыми глыбами или срединными массивами; 2) они не встречаются в одних и тех же узлах с массивами литиевых гранитов; 3) с редкометалльными пегматитами докембрийского возраста связана подавляющая часть запасов лития, рубидия и цезия; 4) запасы редких щелочных металлов, сосредоточенные в редкометалльных пегматитах, нередко соизмеримы с таковыми в ассоциирующих с ними цезий-биотитовых и холмквиститовых околопегматитовых метасоматитах; 5) преобладающее число месторождений редкометалльных пегматитов и околопегматитовых метасоматитов залегает в породах основного и среднего состава (амфиболитах, метагаббро-анортозитах, метадиабазлах, амфиболовых сланцах и др.), испытавших метаморфизм в рамках эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Указанные особенности, а также довольно простой минеральный состав важнейших литиевых пегматитов (кварц, альбит, микроклин, сподумен или петалит), особенность их строения (зональное или незональное), ассоциация с безрудными пегматитами, залегание на определенной глубине (отсутствие близповерхностных и гипабиссальных жил) и другие конвергентные признаки до сих пор спо-

способствуют продолжению оживленной дискуссии относительно их происхождения.

Представления различных исследователей о генезисе редкометалльных пегматитов, обобщенные А. И. Гинзбургом [9], сводятся к двум основным гипотезам: 1) магматической (продукты кристаллизации остаточных гранитных расплавов анхизектического состава, формирующихся в замкнутой системе с проявлением на последних стадиях редкометалльного автометасоматоза); 2) метасоматической (продукты кристаллизации гранитов и гранит-аплитов под воздействием поступающих из глубин метасоматических растворов). Особое место занимают представления о связи редкометалльного пегматитообразования с процессами региональной гранитизации путем магматического замещения за счет ювенильных растворов, а также изохимического метаморфизма исходных литиеносных отложений или ультраметаморфизма и мигматизации.

В каждой из перечисленных гипотез допускаются различные источники редких щелочных элементов — материнские граниты, литиеносные дометаморфические породы или ювенильные подкоровые растворы. По нашему мнению, решение проблемы редкометалльного пегматитообразования в зонах регионального метаморфизма следует начинать с вопроса о возможности формирования рудообразующих систем в ходе прогрессивного метаморфизма пород различного состава.

Существующие представления о геохимическом характере процессов регионального метаморфизма сводятся, как известно, к двум противоположным точкам зрения. Приверженцы первой (А. Б. Ронов, Б. В. Петков и др.) отстаивают классические положения об изохимическом характере, не отрицая, однако, перемещение компонентов на небольшие расстояния между соседними зернами или маломощными слоями. Сторонники второго направления постулируют аллохимический региональный метаморфизм, опираясь главным образом на предположение о вполне подвижном поведении щелочных металлов при метаморфизме под воздействием натриевых флюидов подкорового происхождения. Наиболее полное развитие эта точка зрения получила в работах А. А. Маракушева, который предусматривает доминирующую роль аллохимического метаморфизма на всех стадиях развития метаморфических эвгеосинклинальных подвижных поясов, при этом вполне подвижными являются не только H_2O , CO_2 , K и Na, но также Ca, Fe и другие элементы.

С целью решения альтернативы «аллохимизм — изохимизм» нами было проведено изучение закономерностей распределения калия, натрия, лития, рубидия и цезия в различных сериях метаморфических пород на примере зональных комплексов восьми районов СССР. Метаморфические породы этих регионов имеют поздний архей-протерозойский возраст и относятся к андалузит-силлиманитовому типу прогрессивного метаморфизма. Геолого-петрографическая характеристика этих комплексов, приводимая в

ряде работ, свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма в отношении главных петрогенных элементов.

Изучение поведения щелочных металлов по мере увеличения степени метаморфизма проводилось на примере двух главных по распространенности групп метаморфических пород, соответствующих продуктам метаморфизма терригенных песчано-глинистых отложений (метапелиты) и основных вулканогенных пород (метабазиты). С целью конкретизации содержания термина «метапелиты», охватывающего широкий диапазон разновидностей исходных терригенных пород (глины, алевролиты, алевропесчаники и др.), в группу нормальных метапелитов включались только те сланцы и гнейсы, в химическом составе которых после пересчета на сухое вещество содержание SiO_2 было 57—67 %, а CaO меньше 3 %. Первично осадочная природа исследованных метапелитов установлена на основании условий их залегания (слоистое строение серий, ритмичность, выдержанность состава и мощности слоев по латерали), а также структурно-текстурных признаков пород (микрослоистость, бластосаммитовая структура и т. п.) и морфологии реликтовых обломков кварца и плагиоклаза.

В группу метабазитов включены амфиболовые сланцы, амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы, отвечающие по химическому составу изверженным породам нормального габбро-базальтового ряда, %: SiO_2 — 48—55; CaO — 8,5—11; MgO — 5—9.

Принятые нами наименования зон (и их индексы) прогрессивного регионального метаморфизма (табл. 19) приводятся в соот-

Таблица 19

Зоны прогрессивного регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа

Фация	Метабазиты	Метапелиты
	Зоны	
Зеленых сланцев; $t=350-550$ °C	Пренит-пумпеллитовая (Пр-Пум) Хлоритовая (Хл) Актинолитовая (Акт) Олигоклазовая (Олг)	Серцит-хлоритовая (Ср-Хл) Бiotитовая (Би) Гранатовая (Гр)
Эпидот-амфиболитовая (андалузит (силлиманит)-мусковитовых сланцев); $t=500-650$ °C	Эпидот-роговообманковая (Гр ₈₀ -Ро) Гранат-роговообманковая (Гр ₅₅ -Ро)	Ставролит-андалузитская (Ст-Анд) Силлиманит-мусковитовая (Сил-Му)
Амфиболитовая (биотит-силлиманитовых гнейсов); $t=650-800$ °C	Гранат-роговообманковая (Гр ₅₅ -Ро) Пироксен-роговообманковая (Пи-Ро)	Биотит-силлиманитовая (Би-Сил) Гранат-корднерит-ортоклазовая (Гр-Кд)
Гранулитовая (двупироксеновых гнейсов); $t=750-1000$ °C	Диопсид-гиперстеновая (Ди-Гип)	Гиперстеновая (Гип)

Средние содержания лития, рубидия ($n \cdot 10^{-4}$ %), натрия и калия (%) в метабазах средне- и высокотемпературных зональных метаморфических комплексов*

Фация, зона	Первый район					Второй район					Третий район					Четвертый район					
	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	
Зеленых сланцев:																					
<i>Пр-Пум</i>	143	11,4	11	0,18	1,51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Хл</i>	67	17,1	7,4	0,20	1,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Акт</i>	161	11,5	5	0,18	1,48	6	12,6	5	0,15	1,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Олг</i>	46	13	5	1,17	1,65	—	—	—	—	—	24	2,8	11	0,25	0,96	—	—	—	—	—	—
Эпидот-амфиболитовая:																					
<i>Эп-Ро</i>	15	9,7	19,0	0,53	3,77	24	8,2	5	0,20	1,69	15	11	19	0,42	1,38	—	—	—	—	—	—
<i>Гр₈₀-Ро</i>						59	12,1	6	0,20	1,43	—	—	—	—	—	7	11	13	0,53	1,96	
Амфиболитовая:																					
<i>Гр-Ро</i>	4	6,2	20	0,43	2,77	3	10,7	9	0,35	1,65	3	13	12	0,65	1,73	14	10	12	0,46	1,96	
<i>Пи-Ро</i>																					
Гранулитовая:																					
<i>Ди-Гип</i>	—	—	—	—	—	1	9,5	10	0,49	1,75	—	—	—	—	—	37	11,4	8	0,30	1,40	

* Наряду с авторскими использованы пробы, представленные Р. Я. Белевцевым и А. И. Излиевым; *n* — число проанализированных проб.

ветствии со схемой фаций Н. Л. Добрецова и др. На этой основе сгруппировали однородные по минеральному составу метапелиты и метабазиты (всего 885 проб) для каждой ступени метаморфизма независимо от района их развития и провели сравнительный статистический анализ распределения щелочных металлов в ходе прогрессивного метаморфизма.

В *метабазитах* средние содержания щелочных металлов почти без изменения наследуются от пренит-пумпеллитовой зоны (зеленосланцевая фация) вплоть до гранулитовой фации (табл. 20). Исключение составляют метабазиты первого района, в которых резко увеличивается содержание натрия при переходе от зеленосланцевой фации к амфиболитовой, что, по-видимому, объясняется различным исходным составом покровов, сложенных этими метабазитами. Концентрации остальных щелочных металлов в метабазитах первого района практически не меняются по мере усиления степени метаморфизма.

Природа изохимического режима щелочных металлов при метаморфизме основных пород до уровня гранулитовой фации определяется замещением минералов, обладающих близкой изоморфной емкостью в отношении этих металлов [актинолит (\pm хлорит) \rightarrow роговая обманка \rightarrow метаморфогенные пироксены], реализуемым на фоне соответствующего изменения основности плагиоклазов.

В *метапелитах* средне- и высокотемпературных зональных комплексов поведение щелочных металлов различно (рис. 46). В среднетемпературных зональных комплексах, развитых, например, в пятом и шестом районах, в распределении лития, рубидия, калия и натрия (табл. 21, рис. 46, а) отчетливо проявляется единая тенденция унаследования исходных концентраций от серицит-хлоритовой до силлиманит-мусковитовой зоны.

Фактический материал свидетельствует об отсутствии какого-либо участия ювенильных щелочных флюидов при среднетемпературном прогрессивном метаморфизме как вулканических, так и терригенных пород.

В метапелитах высокотемпературных зональных комплексов (седьмой, восьмой районы) кривые распределения щелочных металлов имеют иной вид (см. табл. 21, рис. 46, б). В частности, содержание рубидия, калия и натрия наследуется в метапелитах вплоть до гранат-кордиерит-ортоклазовой зоны, и лишь при переходе к гиперстеновой зоне появляется тенденция уменьшения (рубидий) или увеличения (калий, натрий) их содержаний относительно таковых в соответствующих им низкотемпературных зонах. Для лития, напротив, отчетливый максимум приходится на силлиманит-мусковитовую зону с последующим постепенным уменьшением исходных концентраций этого металла более чем в два раза в гиперстеновой зоне.

Изменение средних содержаний редких щелочных металлов в метапелитах высокотемпературных зональных комплексов связано с последовательной сменой минеральных ассоциаций. Послед-

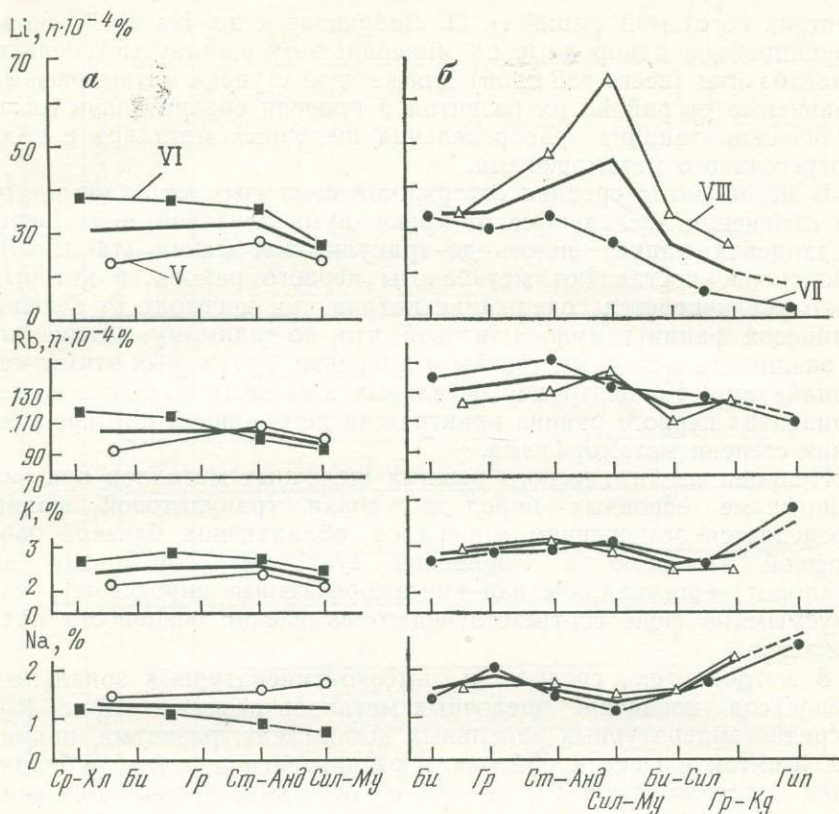


Рис. 46. Поведение щелочных металлов в ходе прогрессивного регионального метаморфизма метапелитов.

Зональные комплексы: а — среднетемпературные V и VI районов, б — высокотемпературные VII и VIII районов; сплошная линия без знаков отвечает усредненным значениям; символы зон см. табл. 19

ние приводят к изменению количественных содержаний породообразующих минералов, которые характеризуются различной изоморфной емкостью. Так, по мере увеличения температуры от фации зеленых сланцев ($t=350^{\circ}\text{C}$) до амфиболитовой фации ($t=650^{\circ}\text{C}$) минеральные преобразования идут по следующей схеме: гранат → ставролит → андалузит → силлиманит. Среднее содержание каждого из этих минералов в породе (по объему) не превышает 5—10%. При этом общее количество ассоциирующих с ними слюд изменяется незначительно и в среднем составляет 30—45%, что в итоге и является основным фактором сохранения в метапелитах исходных концентраций редких щелочных металлов вплоть до амфиболитовой фации (изохимическая стадия регионального метаморфизма).

Однако при дальнейшем повышении температуры (амфиболитовая и гранулитовая фации) слюды (мусковит и частично био-

Таблица 21

Средние содержания лития, рубидия, цезия ($n \cdot 10^{-4} \%$), натрия и калия (%) в метapelитах средне- и высокотемпературных зональных метаморфических комплексов*

Фация, зона	Пятый район					Шестой район**					Седьмой район						Восьмой район							
	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	Cs	K	Na	<i>n</i>	Li	Rb	Cs	K	Na		
Зеленых сланцев:																								
<i>Ср-Хл</i>	18	36,5	91	2,10	1,42	49	66,7	118	2,69	1,21	14	56,4	141	<5	2,65	1,42								
<i>Би</i>						53	64,7	114	2,88	1,09							44	56,4	122	<5	2,88	1,67		
<i>Гр</i>											12	50,6	168	5,9	2,88	1,99								
Эпидот-амфиболитовая:																								
<i>Ст-Анд</i>	27	46,4	106	2,36	1,58	11	60,3	99	2,69	0,85	31	57,4	151	<5	2,93	1,43	20	85,7	130	6,8	3,07	1,72		
<i>Сил-Му</i>	22	37,0	97	2,09	1,69	20	44,1	91	2,40	0,62	3	44,7	133	<5	2,96	1,09	30	121,2	143	7,1	2,92	1,48		
Амфиболитовая:																								
<i>Би-Сил</i>																	16	58,6	109	<5	2,40	1,53		
<i>Гр-Кд</i>											12	22	125	<5	2,61	1,73	6	42,8	125	<5	2,48	2,3		
Гранулитовая:																								
<i>Гип</i>											1	15	110	<5	3,77	2,51								

* Наряду с авторскими использованы пробы, представленные К. В. Кепежинским и И. П. Лебедевым.

** Анализы заимствованы из работы В. В. Петрова и В. А. Макрыгиной.

тит) становятся неустойчивыми, они разлагаются, например, с образованием граната, кордиерита и калиевого полевого шпата или ортопироксена и калиевого полевого шпата. Разложение главных минералов-концентраторов редких щелочных металлов — слюд и новообразование таких минералов, как калиевые полевые шпаты и пироксены, сопровождаются перераспределением или выносом редких щелочных металлов из системы (аллохимическая стадия регионального метаморфизма). Так, в случае реакции с образованием граната, кордиерита и преобладающего калиевого полевого шпата значительная часть исходных концентраций рубидия, цезия и калия, благодаря высокой изоморфной емкости калиевого полевого шпата в отношении этих элементов, будет сохраняться в твердой фазе, а некоторая доля лития — удаляться из системы синметаморфическим флюидом в область более низких температур.

В зонах ультраметаморфизма рубидий и цезий, унаследованные твердой фазой, могут экстрагироваться анатектическими выплавками при условии, если соответствующий коэффициент распределения между расплавом и материалом субстрата существенно больше единицы. Экстрагированные из субстрата редкие щелочные металлы могут накапливаться в остаточных расплавах, которые при условии перемещения их в средне- и низкотемпературные зоны метаморфизма будут приводить к формированию редкометальных пегматитов. Однако из-за различной степени водонасыщенности анатектических выплавки степень экстрагирования редких щелочных металлов в различных фашиальных сериях будет неодинаковой, что, по-видимому, может объяснить преимущественную приуроченность редкометальных пегматитов к андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма.

Наряду с этим в качестве дополнительного источника формирования редкометальных пегматитов могут служить высокотемпературные синметаморфические флюиды с экстрагированными из метапелитов редкими элементами (в первую очередь литием) на аллохимической стадии прогрессивного метаморфизма. Редкие элементы, попадая в средне- и низкотемпературные зоны, в результате падения давления и температуры переходят в гидротермальный раствор, дренируемый по трещинам в вышележащие толщи.

При поступлении щелочных рудообразующих растворов в основные породы, богатые CaO и MgO (амфиболиты, метабазиты, амфиболовые сланцы), происходит интенсивное кислотно-основное взаимодействие, приводящее к образованию в основных породах минералов и ассоциаций с высоким потенциалом щелочных металлов. При этом в основных породах возникает диффузионный ореол повышенной отраженной щелочности, для которого характерны контрастная дифференциация щелочных металлов, растворение и перенос местного натрия и последовательное отложение привнесенных цезия, рубидия и калия. При этом первыми будут отлагаться цезий и рубидий, преобладающие концентрации которых фиксируются в трещинных околожильных метасоматитах допегматитового этапа, трассирующих каналы поступления растворов. Послед-

ним должен отлагаться литий с образованием кварц-альбит-сподуменово́й ассоциации, представляющей собой крайний продукт отраженной щелочности и являющейся одним из продуктивных комплексов редкометальных пегматитов. Литиевые пегматиты (по крайней мере, часть из них) и сопровождающие их редкометальные околопегматитовые метасоматиты, развитые преимущественно в низко- и среднетемпературных зонах регионального метаморфизма, являются продуктом трещинного метасоматоза, возникшим за счет метаморфогенных металлоносных растворов, экстрагированных из метапелитов в породы основного состава.

Таким образом, исходя из специфики состава и условий размещения редкометальных пегматитов, специализированных на литий, рубидий и цезий, а также принимая во внимание выявленные тенденции поведения редких щелочных металлов при прогрессивном метаморфизме, можно заключить, что пегматитообразование может иметь гетерогенную природу и осуществляться за счет как анатектических расплавов, так и синметаморфических флюидов, формирующихся на аллохимической стадии прогрессивного регионального метаморфизма.

ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Осадочные месторождения представляют собой особый генетический и геологический тип. Если эндогенные месторождения связаны с геологическими процессами, протекающими только в литосфере, то осадочное рудообразование всегда является следствием взаимодействия с литосферой процессов, охватывающих три внешние сферы: атмосферу, гидросферу и биосферу.

Большое количество металлов высвобождается из горных пород процессами выветривания и переходит в гидросферу, чтобы затем вновь вернуться в литосферу, частично с накоплением в виде промышленных рудных залежей. Рудообразование в экзогенных условиях осуществляется не реже, чем при эндогенных процессах. В различных геологических обстановках возникают благоприятные условия для концентрации металлов и образования их промышленных скоплений. Типы месторождений при этом и механизмы концентрации рудного вещества могут быть самыми разнообразными.

Исторически сложилось, что осадочные месторождения изучены хуже, чем эндогенные. Условия и механизмы их образования во многом оставались менее ясны, чем для всего генетического разнообразия эндогенных месторождений. Сейчас вполне очевидно весьма широкое распространение осадочных месторождений как по их количеству и масштабам, так и по разнообразию геологических условий локализации и видам металлов, дающих монометалльные концентрации. Это естественно, поскольку осадкообразование — мощный геологический процесс, вовлекающий громадные массы вещества. Продукты его деятельности на современной по-

верхности преобладают; осадочные породы в настоящее время занимают две трети (66 %) поверхности суши.

Факторы и общие условия рудоотложения

Осадочные месторождения формируются в подавляющем большинстве случаев под водой — в субаквальных условиях. Субаэральная обстановка благоприятна для обратного процесса: разрушения горных пород и рудных залежей, а также заготовки терригенного материала для водных осадков. В этих условиях может только происходить концентрация металлов в корах выветривания и могут образовываться россыпные месторождения с механической концентрацией рудных минералов на месте разрушения коренных источников (остаточные россыпи) или же в процессе сортировки при некотором переносе обломочного материала.

По физико-географическим условиям литогенез подразделяется Н. М. Страховым [34] на четыре типа: ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный. Наибольшее значение для рудообразования имеют гумидные условия. Н. М. Страхов выделяет четыре естественных фашиально-генетических типа рудных месторождений гумидной зоны: 1) россыпные месторождения золота, платины, титана, алмазов, касситерита и других тяжелых металлов (ближнего сноса, речных водотоков и водоемов); 2) месторождения триады Fe—Mn—Al: бокситы (коры выветривания, озерные, морские), железные руды (коры выветривания, аллювиальные, морские), марганцевые руды (морские); 3) месторождения фосфоритов, известняков, магнезита, кремнезема; 4) накопления органического вещества (уголь, горючие сланцы).

Для аридной зоны характерны формирующиеся на начальном этапе литогенеза месторождения меди, свинца, цинка и урана.

Главными факторами осадочного рудообразования являются: а) интенсивное химическое и биогенное осаждение рудного компонента, обусловленное резко усиленной его подачей с берега или усиленным использованием его запасов в водной массе бассейна; б) особенности палеогеографии и гидродинамического режима района садки; тектонический режим прилежащих частей водосборов; в) разбавление приносимым с берега терригенным материалом; г) диагенетическое перераспределение вещества в рудном осадке (образование конкреций); д) переувлажнение рудного пласта с выносом из него тонкодисперсного терригенного материала.

Рудообразование достигает наибольшего эффекта в тех случаях, когда все эти факторы действуют согласованно и в благоприятном (аккумулирующем) направлении. Н. М. Страхов справедливо подчеркивает: «Так как все факторы, участвующие в рудообразовании, независимы друг от друга, то естественно, что благоприятное согласованное, т. е. аккумулятивное, их действие должно было представлять собой явление достаточно редкое в истории Земли и каждый раз достаточно ограниченное в пространстве. Именно это обстоятельство и является причиной того, что рудные

тела относительно редки в стратифере и ограничены по размерам и по массе сконцентрированного в них рудного элемента» [34].

В общем виде это относится и к эндогенному рудообразованию, также характеризующемуся благоприятным сочетанием независимых факторов. Для любого случая возникновения эндогенных или экзогенных рудных скоплений справедливы и дальнейшие высказывания Н. М. Страхова, имеющие общее принципиальное значение: «Разной в действии рудообразующих факторов встречается чаще и представлял собой, по-видимому, обычное нормальное явление на стадии гумидного седиментогенеза. Отсюда недоразвитые и эмбриональные формы рудообразования встречаются несравненно чаще нормально развитых и концентрируют в себе гораздо большие массы рудного компонента... Все пять факторов рудообразования действуют и при рудном и при обычном кларковом седиментогенезе. В этом отношении рудный процесс принципиально таков же, что и нерудный. Но при рудном процессе фактор «а» имеет обычно, хотя и не всегда, гораздо большую величину, чем при процессе кларковом, а остальные четыре действуют согласованно в благоприятном направлении... При кларковом процессе напряженность действия фактора «а» обычно (но не всегда) мала, а все остальные рудообразующие факторы действуют взаимно, погашая положительное влияние друг друга. Все это означает, что гумидное рудообразование порождается не действием какого-то специфического фактора, отсутствующего при обычном (кларковом) седиментогенезе, а специфическим сочетанием обычных факторов... Качественно новая порода — рудное тело — возникает вследствие согласованного аккумулярующего действия всех тех факторов, разнобойная работа которых свойственна кларковому седиментогенезу» [34].

Как выделяет и сам Н. М. Страхов, интенсивное осаждение рудного вещества (фактор «а») во всех случаях является главным для образования промышленных его скоплений. Здесь возможно большое число механических (физических), химических и биогенных механизмов и способов. Сюда относятся и химическое осаждение, и механический перенос (наземными водотоками и подводными течениями), перемыв и переотложение при существовании различных ловушек в прибрежной части (благодаря ее сложной морфологии) или без них.

Широко распространено также биогенное концентрирование и осаждение рудного вещества. Микроорганизмы, например, играют существенную роль при формировании некоторых типов месторождений серы, железных (окисных и сидеритовых) и марганцевых руд. Известны случаи образования промышленных концентраций редких земель в связи с катастрофическим массовым захоронением рыб, скелеты которых содержали редкие земли. Громадное значение в переносе и концентрации металлов имеет планктон. Так, например, М. Бронгерсма-Синдерс, обосновывая сингенетическое образование стратифицированных месторождений типа медистых сланцев, предполагает, что источником металлов здесь служили

воды открытого моря, из которых медь, цинк и свинец экстрагировались и концентрировались планктоном в процессе апвеллинга на участках восходящих течений в пределах континентального шельфа.

Формирование рудных морских месторождений обуславливается сложным комплексом самых разнообразных процессов и факторов (тектонических, климатических, гидрохимических, гидродинамических, геоморфологических), действующих в ходе осадочного рудообразования в строго определенном порядке и направлении. Вероятно, во всех случаях главнейший фактор дифференциации и концентрации рудного вещества при нормально-осадочном рудообразовании — гидродинамическая деятельность моря. Важнейшими этапами осадочного морского рудообразования являются: а) поступление рудного материала в морской бассейн, б) его диагенетическая трансформация с образованием густковых выделений (оолиты, пизолиты, бобовины, сферолиты, конкреции, агрегатные густки и пр.), в) перемещение этих густковых масс на дне бассейна и их сортировка, г) локализованная концентрированная аккумуляция густковых рудных масс на узких участках прибрежного мелководья.

Таким образом, для осадочного рудообразования помимо обязательного осаждения металлов в соответствующих физико-химических условиях не менее важно наличие факторов и механизмов их последующей концентрации до размеров промышленного месторождения. Если второе условие не будет соблюдено то, колоссальные количества металла будут распространены на больших пространствах, подобно, например, пермским медистым песчаникам восточной части Русской платформы и Приуралья. В некоторых стратиформных месторождениях (медных и полиметаллических) по ряду прямых и косвенных данных устанавливается именно проявление этих двух этапов рудообразования: первичная седиментация металлов совместно с вмещающими осадками, а затем с помощью дополнительных агентов мобилизация этих металлов с последующей концентрацией до промышленных масштабов.

Мобилизация и концентрация сингенетичных осадкам металлов часто происходит с помощью эндогенных факторов. В этом случае месторождения не могут относиться к собственно осадочным, в некоторых классификациях они уже начали выделяться в особый тип и получили название диплогенетических. Иногда указанные этапы могут быть очень сильно разобщены во времени, относиться даже, как в случае с эвапоритами, к различным геологическим периодам.

Типы месторождений

В последние годы появились исследования, проливающие свет на условия и механизм формирования рудных концентраций в обычных осадочном и последующем диагенетическом процессах. Осадочные месторождения подразделяются на три группы [39]:

а) первичные осадочные, образующиеся на границе раздела осадок — вода или выше этой границы; б) вторичные диагенетические — продукты взаимодействия между первичными осадками и поровыми водами, происшедшими в результате обезвоживания этих же осадков; в) вторичные эпигенетические — продукты взаимодействия осадочных пород с поровыми водами, пришедшими извне.

ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К данным месторождениям помимо россыпей (кластических руд) в первую очередь относятся уникальные по масштабам месторождения слоистой железорудной формации, представляющие собой результат химических процессов. Первичные железистые осадки начали заполнять огромные бассейны, достигающие сотен тысяч квадратных километров (Трансвааль), еще в самые начальные этапы формирования земной коры (Исуа, Гренландия). Механизм концентрации железа и осаждения руд далеко еще не ясен, но существует ряд достаточно логичных предположений, опирающихся если не на прямые факты, то на общие природные закономерности. Предполагается, в частности, что отложение железа происходило в результате диагенетического замещения первичных карбонатных пород. Железо могло привноситься различными путями. Это могли быть: а) перемещение из кластических осадков восстановительными диагенетическими растворами или к морскому дну, или в окисленные слои, где осадились оксидные минералы; б) обогащение рассолов путем испарения бассейна, железо было привнесено при этом грунтовыми водами с суши; в) привнос железа восходящими потоками глубинных вод (апвеллинг). Источник железа, возможно, был связан также и с вулканическими процессами. Однако все эти предположения не объясняют гигантских объемов накопления железа в древних формациях.

П. Клауд считает, что формирование железистых осадков в глубоком прошлом отражает эволюцию атмосферы Земли. В бескислородной атмосфере при континентальном выветривании все железо было унесено в виде оксидных соединений (II) в море, что привело к насыщению моря углекислым железом. Производящие кислород организмы переводили оксид железа (II) в оксид железа (III), сразу же выпадающий в осадок. Здесь не лишне подчеркнуть, что свойства ионов железа имеют очень большое общее геолого-геохимическое значение: железо в виде Fe^{3+} нерастворимо в воде, тогда как в виде Fe^{2+} обладает сильной растворимостью. Отсюда типичный тонкорасслоенный характер продуктов железистой формации, обусловленный сезонными колебаниями насыщения среды кислородом. Кстати сказать, любовь некоторых бактерий к железу вплоть до наблюдавшейся Ф. Мацудой и другими концентрации кристалликов магнетита даже внутри них (магнетосомы) может способствовать направленному переносу и концентрации железа в ориентированном силовом магнитном поле.

Д. Бедхем [39] обращает внимание на тесную связь железорудной формации Рапитан (Канада) с гляциогенными слоями, предполагая, что она образовалась в результате смешения холодных подледных шельфовых вод с водами из соседствующего центра спрединга, обогащенными железом и кремнеземом. Существует также мнение о россыпном образовании месторождений описываемой железорудной формации. Тот же Д. Бэдхем указывает, что геотектоника в раннем протерозое была благоприятна для образования гигантских россыпных месторождений. Никогда больше в геологические эпохи не повторялось подобное сочетание обогащенных материнских областей, питающих ограниченный резервуар, со столь высоким потенциалом сохранения, что оказалось свойственным для протерозойской железорудной формации.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди *вторичных осадочных месторождений*, связанных с миграцией поровых вод через литофицированные осадки и образующихся, как уже было сказано, при случайном стечении целой серии благоприятных факторов, наблюдается большое разнообразие условий нахождения. К ним принадлежат многочисленные свинцово-цинковые сульфидные месторождения, месторождения меди, ассоциирующие с красноватами, месторождения уран-ванадиево-медной ассоциации в песчаниках.

Формирование разнообразных *свинцово-цинковых месторождений* в песчаниках, сланцах и карбонатных породах связано с миграцией металлосодержащих вод из осадочных толщ бассейна в процессе их уплотнения. Причем весьма большая роль в рудообразовании принадлежит пластовым реликтовым водам — важнейшему агенту мобилизации и переноса металлов. Миграция этих вод может быть ранней или поздней, быстрой или медленной, объемистой или незначительной. В зависимости от этого отложение свинцово-цинковых руд с флюоритом или баритом может происходить в первичной осадочной среде, в диагенетических или эпигенетических условиях. При ранней или быстрой миграции вод возникают сингенетичные залежи, при поздней или медленной миграции в поровом пространстве литофицированных толщ — диагенетически-эпигенетические залежи. Недавно открытые диагенетические свинцово-цинковые месторождения в Ирландии занимают промежуточное положение между этими крайними типами. Литификация и уплотнение осадков — главный процесс освобождения воды.

Характерно, что в рассматриваемых условиях реликтовые воды наряду с металлами несут также и нефтеобразующие углеводороды. Единственно реальное различие в поведении нефти и рудного вещества состоит в том, что для рудного вещества довольно быстро находится осадитель, тогда как нефть может продолжать дальнейшую миграцию с попутным созреванием.

Оруденение в карбонатных толщах

Эпигенетические свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах типа Миссисипи формируются предпочтительно на границе шельфа с глубоководным бассейном при наличии близлежащих эвапоритов.

Некоторой моделью может служить оруденение в отложениях среднего девона Северо-Западной территории Канады (рис. 47). Фациальный фронт (шельф-бассейн) был здесь устойчив в относительно узкой области — от ордовика до нижнего карбона. В девоне шельф за карбонатным фронтом был местом обширного распространения эвапоритов. Рассолы эвапоритов, содержащие магний, втекали в известняки и приводили к их доломитизации, что заметно увеличивало их пористость и тем самым способствовало встречному проникновению больших объемов жидкости из бассейна. В итоге доломиты стали представлять собой важный резервуар углеводородов и в то же время вмещать большую часть свинцово-цинковых руд.

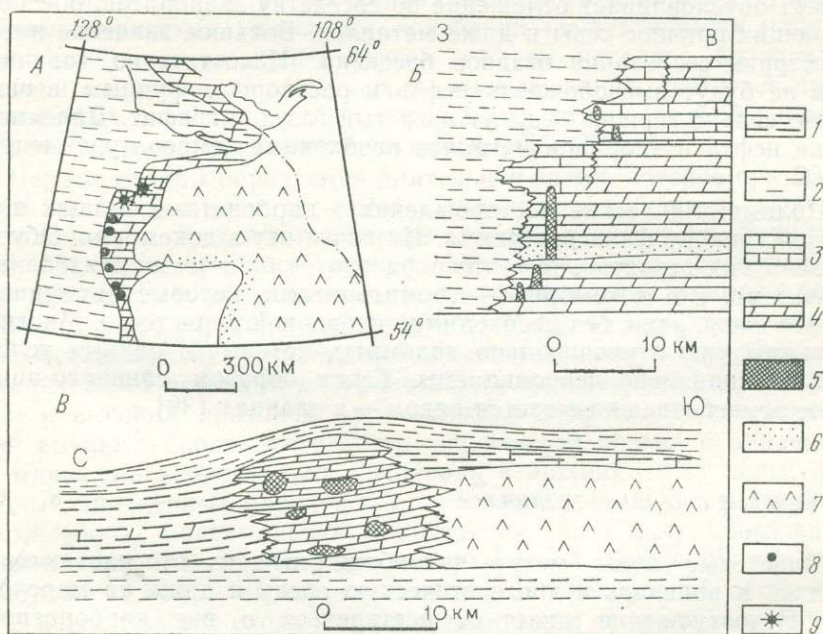


Рис. 47. Полиметаллические месторождения в девонских отложениях Западной Канады. По [39].

А — палеогеографическая обстановка с месторождениями сульфидов и нефти; Б — схематический разрез месторождения Роки Маунтин; В — схематический разрез района месторождения Пайн-Пойнт;
 1 — битуминозные и/или известковые сланцы; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — рудные залежи; 6 — пески; 7 — эвапориты; 8 — сульфидные месторождения; 9 — нефтяные месторождения

При отложении руды отдавали предпочтение карбонатной среде в связи с рядом благоприятных обстоятельств. Во-первых, замещаемые известняки рано литифицируются и уже имеют высокую первоначальную пористость и проницаемость (песчаники более сжимаемы при уплотнении), во-вторых, отличаются большей склонностью к росту пористости и проницаемости при последующей доломитизации и выветривании (карстообразование), в-третьих, служат средой для растворов с иным рН и, в-четвертых, часто обогащены восстановленной серой, которая из-за отсутствия железа быстрее реагирует с раствором (в песчаниках распространен пирит).

Со своей стороны растворы, идущие из эвапоритов, могут содержать наряду с магнием и ион SO_4^{2-} , в известняках восстанавливающийся для получения осадителя.

Итак, стратиформные полиметаллические месторождения опесчанного типа формируются на границе шельф-бассейн в связи с карбонатными толщами, фациально сменяющимися сланцами. Такая обстановка в значительной степени присуща краям континентов и эпиконтинентальным морским областям. Засушливый климат обуславливает отложение по соседству эвапоритов, обеспечивающих привнос серы и даже металлов. Большое значение имеет история созревания осадков бассейна. Недостаточно горячие слои не будут высвобождать нефть и растворы с рудным веществом; сильно горячие — дадут нагретый газ или графит. Для миграции нефти и хлоридов металлов необходима температура менее 200°C .

Полиметаллические месторождения в карбонатных толщах являются типично фанерозойскими. Их почти нет в докембрии. Обусловлено это, вероятно, тем, что в фанерозое биогермы образованы кораллами, а в докембрии — строматолитами, которые литифицируются очень рано, без необходимой первичной пористости. Многие биогермы уже первоначально доломиты, которые в данных условиях потенциально непроницаемы. Таким образом, свинцово-цинковое оруденение оказывается рядом — в сланцах [39].

Оруденение в черных сланцах

Пластовые воды могут высвободиться из отвердевающих осадков и попадать в диагенетическую среду и даже на морское дно. Рудоотложение может осуществляться и вне карбонатной среды. Необходим осадитель металлов — сера, а она находится в изобилии в углистых сланцах и так называемых черных сланцах, которые привлекли к себе большое внимание из-за нахождения в них промышленных концентраций золота, цветных и других металлов. Термин «черные сланцы» применяется для обозначения глинистых, хорошо расщепляющихся темноокрашенных осадочных пород с отчетливой тонкой слоистостью (А. Ветцель,

1985 г.). Черные сланцы могут образовываться в различных обстановках (в озерах, болотах или океанах) и на разной глубине (от мелководья до больших глубин). Темная окраска сланцев вызвана тонким рассеянием сульфидов железа и (или) высоким содержанием органического вещества, а тонкая слоистость — чередованием слоев разного органического состава и (или) глинистого материала.

Крупнейшие докембрийские полиметаллические месторождения мира связаны с черными сланцами. Они подразделяются на две группы [39]: а) связанные с глубоководными осадками (Сулливан, Говард Пасс и др.), б) залегающие в относительно мелководных осадках с ассоциацией: карбонат, эвапорит, роговик (Маунт-Айза, Мак-Артур Ривер).

Медистые сланцы также относятся к типичным представителям черносланцевой формации. В Западной Европе медистые сланцы представляют собой тонкий слой битуминозного мергеля, который распространен по всей территории Центрально-Европейского бассейна цехштейна. Отложение медистых сланцев происходило на всей территории бассейна одновременно, длительность отложения составляла от 10^4 до 10^5 лет. Тонкая слоистость является результатом периодических (сезонных) колебаний продуктивности планктона. Концентрация меди и других тяжелых металлов, благодаря которой медистые сланцы получили свое название, достигает промышленных значений лишь в нескольких местах этой огромной территории, площадь которой составляет 600 000 км².

Черные сланцы образуются длительное время, которое при макромасштабных вариациях может составлять миллионы и десятки миллионов лет. Выделяются четыре главных процесса (А. Ветцель, 1985 г.), соответствующие четырем обстановкам образования черных сланцев: 1) термогалинная стратификация в замкнутых бассейнах или депрессиях с ограниченной циркуляцией; бескислородная обстановка на морском дне могла быть вызвана поступлением органического вещества и ограниченной циркуляцией; 2) апвеллинг с высоким притоком органического вещества, обеспечивающий высокую биопродуктивность поверхности океана с падением до минимума концентрации кислорода в нижних слоях воды; подобный тип черных сланцев часто ассоциирует с фосфатами и кремнями; 3) максимальная трансгрессия, поскольку повышение уровня моря благоприятно для поверхностной биопродуктивности прибрежных вод и тем самым создания бескислородной обстановки в нижележащих слоях воды и на дне моря; 4) континентальная обстановка равнинных озер в полузасушливых районах.

Во всех случаях действует единый механизм: большая биопродуктивность на поверхности водного бассейна создает условия для выпадения организмов на дно (перемещения их в нижние слои воды), их взаимодействия с сульфатами воды с образованием сероводорода и выпадением черного осадка, богатого сульфидами.

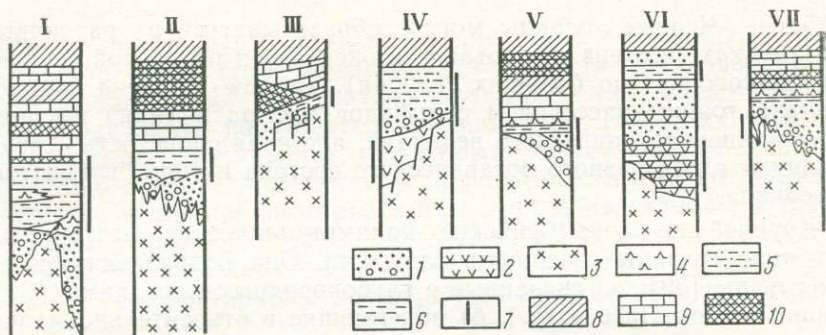


Рис. 48. Стратиграфические колонки медного оруденения, ассоциированного с красноцветными толщами. По [39].

I — Замбия, верхний протерозой; II — Европа, медистые сланцы, пермь; III — Ангола, нижний мел; IV — Уайт-Пойн, верхний протерозой; V — Канадские Аппалачи, карбон; VI — Копермайн Ривер, верхний протерозой; VII — Атакама, современный возможный продукт трансгрессии соляных лагунных фаций поверх осадков пустыни Атакама; 1—3 — дорудные образования: 1 — базальтовый обломочный материал, 2 — основной вулканит, 3 — фундамент; 4—7 — сорудные образования: 4 — водорослевый карбонат, 5 — аренит с органическим веществом, 6 — глинистый сланец с органическим веществом, 7 — медное оруденение; 8—10 — пострудные образования: 8 — обломочный материал, 9 — карбонаты, 10 — эвапориты

Медные месторождения в ассоциации с красноцветами

В этом случае медные месторождения не располагаются непосредственно в красноцветных аренитах. Они приурочены к морским осадкам, отложившимся в засушливом климате на сильно выветреном основании и залегающим поверх красноцветных континентальных кластических осадков. Промышленные концентрации этого типа распространены от среднего протерозоя до четвертичного времени. К ним принадлежит и современное оруденение пустыни Атакама (Чили), где обломочные сульфиды добываются из речных отложений. Литолого-стратиграфическое положение оруденения показано на рис. 48, где даны стратиграфические колонки наиболее известных месторождений, в том числе и медистых сланцев Европы [39]. Большинство исследователей рассматривает эти залежи как диагенетические — с металлами, привнесенными грунтовыми водами в слои, обогащенные пиритом. В других случаях осадителем являлась сера, биогенно восстановленная из сульфата морской воды или же из близлежащих эвапоритов. Источником меди могут быть континентальные красноцветные песчаники, в которых в свое время медь адсорбировалась на гематите и высвобождалась в реликтовые воды в процессе эволюции и уплотнения осадков. Эвапориты и ранние концентрации сульфидов в углистых сланцах являются надежным источником серы и вмесителем для осаждаемой меди [39].

Большинство руд осадочных месторождений возникло в результате обычных химических и физических процессов, происходящих при седиментации и после нее. Руды могут представлять собой первичные осадки или же продукты диагенеза и литификации.

Пластовые воды, несомненно, мощный фактор осадочного рудообразования, как потенциально рудоносные растворы для Fe, Cu, Pb, Zn, Ba и др. Они выщелачивают пласты по мере того, как становятся более горячими, кислыми и солеными. Металлы, выносимые ими, так же как и любыми другими водами, в основном рассеиваются и лишь в благоприятных условиях образуют диа- и эпигенетические месторождения. В областях с повышенным тепловым потоком эти растворы по тектонически ослабленным зонам могут уходить вверх. Если это происходит под морем, то в восстановительной среде будут отлагаться сульфиды, подобно залежам ирландского типа или залежам в сланцевых толщах. Нестабильные погружающиеся кратонные области, континентальные края обратных островных дуг, зоны рифтинга или активной вулканической деятельности благоприятны для эксгаляции пластовых вод. Безусловно, связь между геодинамикой и осадочным рудообразованием существует всегда, но она широка и не специфична, чтобы служить надежным поисковым критерием [39].

При образовании осадочных месторождений наблюдается та же удивительная дифференциация металлов, приводящая к еще более селективному отложению моно- и биметалльных руд. Особенно бросается в глаза отделение меди от свинца и цинка в промышленных скоплениях: свинцово-цинковые месторождения меди почти не содержат, а медные месторождения, связанные с красноцветами, лишены свинца и цинка. В первом приближении отсутствие меди в свинцово-цинковых месторождениях, помимо бедности медью их первоисточника, может быть объяснено также относительно малой растворимостью меди при температурах образования свинцово-цинковых залежей (200 °C и менее). При более высокой температуре, как это видно на примере ирландских месторождений, растворимость меди становится значительной и она участвует в переносе.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ФОРМАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Итак, традиционно выделяемые генетические группы и классы рудных месторождений отчетливо гетерогенны. Образование одних и тех же, совершенно одинаковых месторождений может быть связано с различными геологическими процессами, при этом металлы могут извлекаться из различных сред растворами (флюидами) самого разнообразного происхождения (табл. 22). Для выяснения генезиса какого-либо определенного месторождения или сообще-

Предполагаемые сочетания геологических процессов и источников рудообразующих растворов (флюидов) при образовании некоторых главных генетических групп рудных месторождений

Растворы	Процессы				
	Плутоно- генный магматизм	Вулканизм	Деятельность интрателлу- рических растворов	Мета- морфизм	Осадко- образо- вание
Магматический расплав	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8	5, 6, 8, 10			
Постмагматические флюиды	1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10	5, 10	5, 8, 10		
Интрателлурические флюиды	1, 5, 6, 7, 10		5, 8, 10	10	10
Метаморфогенные флюиды				2, 3, 4, 5	10
Океанические воды	10	10		2, 3, 5, 9, 10	10 10
Пластовые (реликтовые) воды	10	10		10	
Грунтовые воды					10

Примечание. Месторождения: 1 — медно-никелевые; 2 — хромитовые; 3 — титано-магнетитовые; 4 — пегматитовые; 5 — скарновые; 6 — карбонатитовые; 7 — редкометалльных гранитов; 8 — медно-порфиновые; 9 — колчеданные; 10 — стратиформные сульфидные.

ства месторождений всегда необходимы дополнительные неконвергентные признаки и критерии. Разного происхождения однотипные месторождения — эти однообразные рудные тела и залежи, сложенные повторяющимися минерально-химическими ассоциациями, характеризующиеся однообразными текстурно-структурными особенностями, залегающие в одинаковой геологической обстановке и в то же время не несущие видимых генетических различий, безусловно, требуют объединения каким-либо единым конкретным понятием.

Для этой цели вполне подошел бы термин «*рудная формация*». Однако весьма рыхлая понятийная база учения о рудных месторождениях, произвол и хаос в номенклатуре, толковании и употреблении терминов приводят к необходимости обязательного предва-

рительного уточнения главных понятий, к которым в первую очередь и принадлежит понятие «рудная формация»*.

Нет необходимости предлагать новое содержание понятия «рудная формация». Достаточно простого и четкого определения, данного еще Р. М. Константиновым и поддержанного многими исследователями [6, 31]. *Рудная формация* — это группа месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями, сформировавшимися в близкой геологической обстановке.

Основными критериями для выделения рудных формаций являются [6]: повторяющиеся минеральные ассоциации с количественными соотношениями рудных минералов; взаимосвязи между устойчивыми минеральными ассоциациями и геологическими условиями их нахождения; особенности химического состава руд и типоморфных ассоциаций элементов-примесей, в том числе металлов-спутников.

Формационный анализ в геологии оказался весьма плодотворным. Большое значение он должен приобрести и при изучении рудных месторождений, если будет преодолена та неразбериха в систематике рудных формаций, которая в настоящее время существует и благоприятствует появлению бесконечно большого числа их классификаций.

Систематика рудных формаций не может быть одноуровневой. Рудные формации могут делиться на подформации (субформации) и в то же время образовывать семейства и ряды, в которых в какой-то степени уже смыкаются независимые рудно-формационные и генетические аспекты изучения рудообразующих процессов. Таким образом, эмпирическая систематика, основанная на совокупности объективных геологических признаков, объединяется с систематикой генетической, раскрывающей связи рудообразования с геологическими процессами и требующей в большей степени соответствующих умозаключений и теоретических сопоставлений.

Приемлемо и даже необходимо принятое *деление рудных формаций на конкретные и абстрактные*. Термин «абстрактные» не дол-

* В 1984 г. в издательстве «Наука» вышел терминологический справочник «Основные типы рудных формаций». Справочник содержит несколько тысяч наименований рудных формаций (основных!), из которых, например, на долю только железорудных падает свыше 400. В справочнике приведены многочисленные классификации и авторские толкования каждой формации. В нем спокойно соседствуют такие понятия, как например, «железорудная скарновая формация» и «собственно железорудная скарновая формация», «магнетитовая скарновая формация» и «формация скарнов с магнетитом» и т. д. и т. п. Пользоваться этим справочником невозможно, а для произвольного выбора понравившихся терминов большое раздолье!

Авторы заняли методологически совершенно неприемлемую позицию. Они разъясняют, что справочник не навязывает читателю определенную точку зрения, а предоставляет право самому выбрать вариант определения, который в наибольшей степени соответствует «его наблюдениям и опыту». Но ведь речь идет о развитии науки и становлении ее на современном уровне той же математизации, требующей не «вкусовщины», а строгой унификации понятий и терминов! Без четкой понятийно-терминологической основы наука не только развиваться, но и вообще существовать не будет. При таком подходе мы скоро полностью перестанем понимать друг друга.

жен нас смущать, поскольку абстрактная рудная формация представляет собой обобщенный образ, в котором «определенная контекстуальная свобода сочетается с информационной полнотой, оправдывающей абстракцию для широкого класса типичных обстоятельств» * — области значения абстракции. Если такую область не удастся найти, то абстракция остается семантически бессодержательной. Если эта область слишком мала, то абстракция может потерять статус закономерности. В нормальном случае рудной формации абстракция носит локальный характер с ограниченным «интервалом абстракции», включающим информацию о свойствах возможной модели этой абстракции, извлеченную из самой абстракции. Иначе говоря, рудная формация в принятом понимании — реальная абстракция, которая может быть осмыслена на материальных моделях.

Рудообразование было рассмотрено под углом зрения его участия в геологических процессах. Не менее важно, особенно для практики, второе направление исследований, успешно развиваемое в нашей стране — *изучение генетических и пространственных связей месторождений с продуктами этих процессов — геологическими формациями*. Возникает понятие «рудоносная геологическая формация». Вслед за Д. В. Рундквистом под рудоносной формацией следует понимать разновидность геологической формации, обладающую специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически находятся промышленно ценные концентрации полезных ископаемых.

В общем виде систематика рудоносных формаций достаточно проста и однозначна. В соответствии с процессами, порождающими рудные месторождения, *рудоносные формации подразделяются на магматические, метаморфические и осадочные*. К ним, вероятно, следует добавить и *метасоматические* формации, связанные с деятельностью флюидов, главным образом интрателлурических. Примером могут служить, в частности, выделяемые Е. В. Плющевым регионально-метасоматические формации и связанные с ними месторождения. Магматические рудоносные формации в свою очередь подразделяются на плутоногенные (интрузивные), вулканогенные и связанные с плутоногенно-вулканогенными комплексами. По типу магматизма можно различать коровые гранитоидные, верхнемантийные базальтоидные и глубинно-мантийные щелочно-карбонатитовые формации.

Метаморфические геологические формации имеют двойственную природу: с одной стороны, их особенности определяются составом, возрастом и геологическим положением дометаморфического субстрата, а с другой — условиями, типом и характером метаморфизма. Систематика метаморфических формаций пока отсутствует, выделение рудоносных метаморфических формаций — дело буду-

* *Философский энциклопедический словарь*. М., Советская энциклопедия, 1983.

щего. В систематике осадочных рудоносных формаций заслуживает внимания выделение В. И. Поповым петрогенетического, фациального и историко-геологического аспектов, неразрывно связанных друг с другом. *Петрогенетическая формация* возникает в результате петрогенетической дифференциации и интеграции общей массы образовавших ее исходных пород. *Фациальная формация* — это формация, образовавшаяся в результате петрогенетического развития слагающего ее вещества, которое происходит в определенной материальной геологической среде, т. е. в определенной фации, проявляясь зонально в соответствии с основными фациальными законами. *Историко-геологическая формация* представляет собой абстрактный петрографический тип, проявляющийся в виде конкретных формаций, каждая из которых отличается по своему региональному положению и возрасту. Важное значение при анализе осадочных рудоносных формаций имеет фациальный подход с выделением, по Н. Г. Вассоевичу, четырех типов рудоносных фаций: 1) оригофации первичной обстановки осадкообразования; 2) лапидофации обстановки диагенеза; 3) денсофации обстановки метаморфизма и 4) экседофации обстановок выветривания.

Согласно Д. В. Рундквисту, по отношению к рудным месторождениям среди рудоносных формаций выделяются продуктивные, материнские и рудовмещающие. Рудоносная *продуктивная формация* — геологическая формация, содержащая промышленную рудную минерализацию в качестве составной части. Рудная формация в этом случае генетически, пространственно и во времени связана с данной геологической формацией. Рудоносная *материнская формация* — геологическая формация, не содержащая в качестве составной части промышленную минерализацию. Связанное с ней оруденение формируется в близлежащих геологических формациях. *Рудовмещающая формация* — геологическая формация, содержащая промышленное оруденение, генетически и в возрастном отношении не связанное непосредственно с ней. В результате может возникать несколько природных комбинаций связи рудных формаций с рудоносными геологическими формациями.

1. Рудная формация ↔ рудоносная формация
2. Рудная формация ↔ рудоносная + рудовмещающая
3. Рудная формация ↔ рудоносная (продуктивная + материнская)
4. Рудная формация ↔ рудоносная (продуктивная + материнская) + рудовмещающая.

Рудоносные формации, так же как и рудные формации, образуют семейства и генетические ряды с закономерными связями в пространстве и времени. Пространственно-временная эволюция геологических формаций сопровождается не менее закономерной эволюцией рудных формаций. Об эволюции колчеданного оруденения в закономерном ряду колчедановмещающих геологических формаций уже было сказано (см. рис. 38). Дополнительным примером этого могут служить закономерности накопления различных металлов, связанные с последовательным рядом интрузивных серий

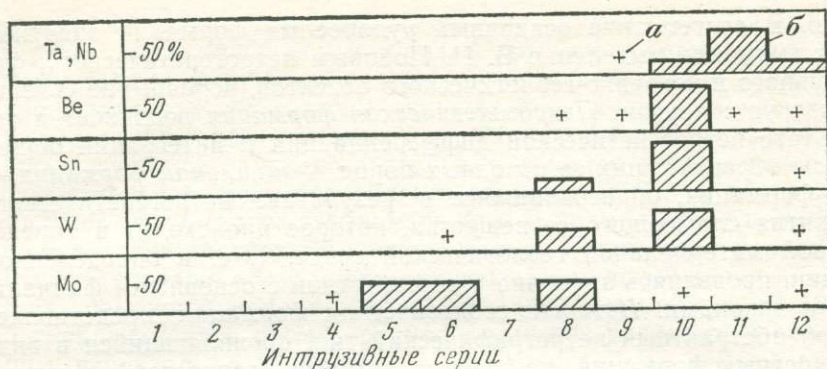


Рис. 49. Распределение запасов ряда металлов в месторождениях, связанных с различными типами интрузивных серий фанерозы (данные по всему миру). По В. С. Попову (1984 г.).

a — единичные мелкие месторождения; *б* — главные промышленные месторождения; интрузивные серии: раннегеосинклинальный этап — 1 — габбро-перидотитовая, 2 — габбро-плагιο-гранитная; позднегеосинклинальный этап — 3 — габбро-тоналит-плагιοгранитная, 4 — габбро-сиенит-гранитная; раннеорогенный этап — 5 — диорит-гранодиорит-адамеллитовая, 6 — адамеллит-гранитная, моцонит-гранодиорит-гранитная; главный орогенный этап — 7 — моцонит-гранодиорит-гранитная, 8 — гранитная, лейкогранитная; позднеорогенный этап — 9 — габбро-сиенит-гранитная, 10 — редкометалльных лейкогранитов и аляскитов; посторогенный этап — 11 — габбро-сиенит-гранитная, 12 — редкометалльных лейкогранитов и аляскитов

фанерозы. Как видно на рис. 49, несмотря на значительный временной диапазон, оруденение в основном формируется в главный орогенный и позднеорогенный этапы в связи с формациями лейкогранитов и аляскитов. Здесь также наблюдается отчетливый временной ряд предпочтительного количественного накопления от ранних серий к поздним: Mo — W — Sn — Be — Ta, Nb.

К генетической систематике стратиформных сульфидных месторождений

В табл. 22 наряду с прочими приведена группа стратиформных сульфидных месторождений. Это приращение несколько искусственное, но вполне объяснимое. В зарубежной и советской литературе, посвященной рудным месторождениям и процессам рудообразования, в последнее десятилетие стал весьма популярным термин «стратиформные месторождения». Этому широко распространенному типу месторождений посвящаются многочисленные публикации; он служит предметом активного обсуждения на различных совещаниях, семинарах, симпозиумах, конгрессах. Как часто происходит в науке, термин «стратиформные месторождения», отражая вначале достаточно точное понятие, в настоящее время стал многозначным. При описании отдельных месторождений и их групп, а также в представлениях о них понятия и термины «стратиформное» («stratiform»), «стратифицированное» («stratabound»), «пластовое» («bedded») часто рассматриваются как однозначные, взаимозаменяемые.

Совершенно очевидно, что группа стратиформных месторождений, выделяемая по единственному признаку — пластовой форме (пластообразной), весьма гетерогенна: она объединяет месторождения самого различного происхождения. Это очевидно даже из сопоставления определений, данных различными геологическими словарями. В Геологическом словаре, подготовленном ВСЕГЕИ (1978 г.), термин «месторождение стратиформное» рассматривается как синоним термина «месторождение пластообразное». К последним, согласно этому словарю, относятся только некоторые сингенетические собственно магматические и эпигенетические «постмагматические» месторождения. Таким образом, по этому словарю стратиформных месторождений иного происхождения, в том числе осадочного, не бывает (!?). Толковый словарь английских геологических терминов 1972 г. под редакцией Маргарет Гери и др. (на русском языке книга вышла в 1979 г. в издательстве «Мир») трактует этот термин шире, подразумевая под стратиформными месторождениями «расслоенные залежи полезных ископаемых как осадочного, так и магматического происхождения».

Позднее острая дискуссия о син- или эпигенетическом происхождении стратиформных месторождений сменилась справедливым желанием ряда исследователей понимать под стратиформными месторождениями только те, в которых первичные сингенетические рудные образования осложнились и обогатились последующими эпигенетическими явлениями (диагенез, эпигенез, метаморфизм, воздействие гидротермальных растворов), т. е. такой генетический тип месторождений, который еще в 1963 г. Л. Лаврингом был назван диплогенетическим. Это, конечно, более четкое и однозначное определение, но вряд ли все его примут, так как без определенного комплекса исследований трудно определить диплогенетическую природу каждого месторождения, относимого к стратиформным. К сожалению, как показывает опыт развития науки, никаким декретом нельзя установить жесткие границы пользования термином «стратиформные месторождения». И остается единственное — разобраться, что же входит и может входить в понятие, объединяемое этим термином.

Рудные месторождения пластовой (пластообразной) формы могут возникать вследствие разнообразных причин и с помощью различных механизмов. Если попытаться систематизировать эти причины, то среди главных могут быть названы следующие.

1. Возникновение сингенетичной рассеянной вкрапленности металлов в процессе седиментации. Границей рудоносного пласта является граница самой рудовмещающей осадочной формации (Сумсар).

2. Образование концентрированных рудных илов из выходящих на дне моря гидротермальных источников (впадины Красного моря) параллельно процессу седиментации.

3. Седиментация ранее отсортированного рудного вещества с образованием пластов сплошных руд.

4. Возникновение промышленных залежей: а) в процессе диагеза, обезвоживания и уплотнения осадков; б) при вторичном эпигенетическом рудоотложении; в) метаморфизме осадочных пластов; г) воздействии гидротерм.

5. Задержка гидротерм непроницаемым пластом-экраном.

6. Метасоматическое замещение податливых пластов (многочисленные залежи в известняках и доломитах).

7. Образование горизонтальных и близких к ним трещинных тектонических оруденелых зон.

Все они стратиформные по форме, поэтому при упорядочении понятийной базы термину «стратиформные» необходимо придать формационно-генетический смысл.

Широко известны стратиформные месторождения железа, марганца, урана, ванадия и других металлов, но наибольшее распространение и разнообразие имеют месторождения халькофилов, в первую очередь меди, свинца и цинка. Эта группа месторождений служит ярким примером проявления закона гетерогенности образования совершенно однотипных минеральных парагенезисов, их конвергентности, независимости от причин, механизмов и геологических условий рудоотложения.

Гетерогенность стратиформных сульфидных месторождений проявляется, в частности, в большом разнообразии геотектонических обстановок, их формирования. Возникновение этих месторождений связывается с процессами рифтогенеза и спрединга морского дна. К благоприятным для них геотектоническим обстановкам относятся: континентальные рифты и авлакогены, пассивные континентальные окраины, океанические трансформные разломы и их продолжения на континентальных окраинах, магматические островные дуги, тылово-дужные платформенные и краевые бассейны в областях растяжения, бассейны форланда, сутурные зоны в областях столкновения континентов и др. [17].

В сульфидных стратиформных месторождениях источники рудного вещества и рудообразующих растворов могут быть самыми различными. В них возможно проявление всех четырех комбинаций привноса серы и металлов (И. М. Моргант, 1981 г.): а) сера и металлы в виде рассеянной вкрапленности сульфидов осаждаются вместе с вмещающими илами, б) сера сингенетична, металлы привносятся раствором; в) металлы сингенетичны, сера привносится; г) привносятся и сера, и металлы. Основой рудообразующего раствора могут быть воды разного происхождения: магматические, интрателлурические, метаморфические, метеорные, реликтовые и др. В последнее время начало раскрываться особенно большое значение в рудообразовании морских (океанических) вод с их рециклическостью, нагреванием и попутным извлечением металлов из метаморфизируемых пород, подстилающих дно океана.

Для раскрытия условий и механизма образования отдельных стратиформных сульфидных месторождений необходимо изучение и привлечение неконвергентных отличительных признаков. Например, диплогенетические месторождения всегда должны сопровож-

даться геохимическими ореолами выноса и перераспределения рудообразующих металлов и металлов-спутников, а гидротермально осадочные (вулканогенно-осадочные) стратиформные залежи на дне океана — жильно-штокверковым оруденением под дном. В этом случае оба типа оруденения закономерно связаны четкой зональностью распределения металлов, соотношение которых между типами зависит от величины столба жидкости над стратиформной залежью. С метасоматическими залежами, образующимися в результате замещения податливых пластов карбонатных пород, связаны специфические продукты биметасоматоза.

Глава VI. СРЕДА, МЕХАНИЗМ И УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

В процессе рудообразования, когда металлы из рассеянного состояния переходят в концентрированное, всегда участвуют большие количества рудообразующих растворов. Они извлекают металлы из значительных объемов первоисточника, приводят в движение большие количества химических элементов и захватывают в зоне рудоотложения пространства, намного превышающие объемы рудных тел. В этом процессе отложения рудного вещества в значительных объемах пространства невозможно осаждение всего материала в одной точке при полном завершении концентрации металла с четким разграничением руды и вмещающей породы. В месторождениях любого типа и происхождения, вплоть до осадочных, всегда существует ореол распространения осаждающихся металлов, формирующийся одновременно с рудным телом. В результате массовых геохимических поисков за последние полтора — два десятилетия, проводимых в нашей стране, а также в США, Канаде, Австралии, Индии и многих других странах, накопился громадный материал по закономерностям строения и состава первичных геохимических ореолов многих сотен эндогенных месторождений различного происхождения и состава [7, 19].

Таким образом, всякое рудное месторождение представляет собой не просто скопление минеральных форм какого-либо металла, достигшего промышленного содержания и находящегося в промышленных количествах. *Рудное месторождение состоит из собственно рудного тела и окружающего его первичного геохимического ореола, составляющих генетически и пространственно единое целое.* Различие между ними лишь в уровне концентрации главных металлов.

Среда и механизм движения растворов

Рудоотложение происходит в неравномерно-пористой среде твердых силикатных пород, в меньшей степени при замещении карбонатных пород, а также в морской (озерной) воде.

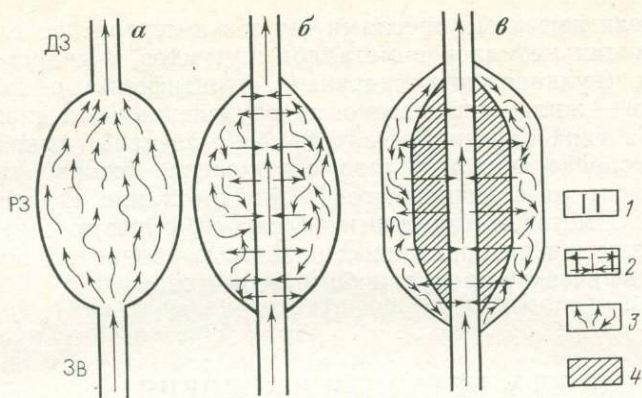


Рис. 50. Модели (а—в) динамической ячейки функциональной системы рудоотложения. По Г. Л. Поспелову [24].

Зоны: ДЗ — дренажная, РЗ — рабочая, ЗВ — ввода; 1 — стабильный транзитный канал; 2 — стабильный ламинарный конвективный перенос; 3 — турбулентный перенос в рабочей зоне; 4 — руда или метасоматит со стабилизированной пористостью

В основе рудоотложения большинства генетических типов месторождений лежит *трещинный метасоматоз*, при котором ведущей формой миграции металлов является конвективный перенос, т. е. течение растворов макрообъемами по системе сообщающихся пор и трещин. Устойчивые трещинные и поровые проводники, хотя и характеризуются меняющимися в широком диапазоне значений пористостью и проницаемостью, представляют собой стабильную часть рабочей зоны. Одновременно в процессах рудо- и ореолообразования не меньшее значение имеет и мобильная система проводников, состоящая из трещин и пор, исчезающих, возникающих или меняющих место и характер в ходе этих процессов. К стабильной системе можно применить те модели и формулы, которые обычно используются при расчетах конвективного массопереноса в капиллярно-пористых средах. Мобильную часть зоны можно представить в виде струйной системы массообмена со струями, меняющимися по ходу процесса или от точки к точке местоположение, конфигурацию, взаимосвязи, локальные направления и интенсивность движения. Все это дает возможность сопоставить движение растворов и массоперенос в мобильной зоне с турбулентным течением жидкости, для которого характерны неупорядоченные движения отдельных элементарных объемов, поперечные смещения струй по общему сечению потока, сложные движения объемов и т. д.

Вслед за Г. Л. Поспеловым [24] область рудоотложения, включающую и ореольное пространство, можно подразделить на три зоны: а) ввода растворов; б) рабочую; в) дренажную или зону вывода. Возможны, по крайней мере, три модели сочетания стабильной и мобильной систем массопереноса при ореоло- и рудообразовании (рис. 50).

1. Зона ввода и дренажная зона разделены рабочей зоной псевдотурбулентного переноса. Соответствует случаю, когда растворы по устойчивым трещинам или поровым проводникам подводятся к рабочей зоне с одного края и отводятся с другого, в пределах рабочей зоны их нет.

2. Зоны ввода и дренажа непосредственно переходят друг в друга. В месте перехода к сквозной стабильной зоне примыкает зона псевдотурбулентного переноса, сложно сочетающегося с переносом по сквозной зоне. Это может происходить в случае, когда в зоне отложения унаследуются старые трещины и связанные системы макропор, обеспечивающие сквозной устойчивый транзит растворов.

3. Сквозная транзитная зона представляет собой устойчивую трещину, около которой развивается метасоматоз и происходит ореоло- и рудообразование в результате продвижения от нее фронта замещения, оставляющего после себя метасоматит или руду со стабилизированной пористостью.

Эти модели характеризуют собой элементарную ячейку замещаемого пространства, модуль рудоотложения. В конкретных условиях отдельных месторождений подобные ячейки могут неоднократно повторяться в пространстве и комбинироваться самым различным образом. Любые конкретные проявления процесса в малых или больших масштабах можно свести к данным или схожим моделям. Типичным примером резко контрастного сочетания движения растворов по многочисленным сквозным трещинам и порам в межтрещинном пространстве может служить одно из пегматитовых полей Сибири (см. рис. 30).

Движущей силой рудообразующих растворов является градиент давления. В то же время рабочая зона рудообразования характеризуется гетерогенностью давления. Общий градиент в ее пределах осложняется возникновением вторичных напоров и перепадов. В частности, втекание растворов из трещин в поровые пространства и, наоборот, дренирование трещинами растворов из пористых сред вызывают локальные перепады давления, что непосредственно следует из общеизвестных законов гидродинамики. Следует учитывать также гетерогенность горного давления и, вероятно, широко распространенное в описываемых условиях давление конвективного переноса с гидроразрывом, как точечно-рассеянным, увеличивающим проницаемость влажной массы за счет развития дополнительных сквозных канальных систем, так и линейным, ведущим к возникновению, росту и расширению трещин.

Таким образом, в весьма сложной по своему внутреннему строению среде рудообразования перенос металлов и прочих компонентов растворов наряду со сквозной, достаточно интенсивной фильтрацией совершается также с помощью других процессов, главным образом различных диффузионных механизмов. Участие диффузии в формировании ореолов и рудных тел несомненно. Однако в данном случае диффузию нельзя сводить к простейшим представлениям и расчетам: в реальных условиях она политипна и полиген-

на, т. е. всегда носит комбинированный характер. Реальная диффузия — комплексный процесс, включающий естественные (концентрационная диффузия) и принудительные механизмы (термодиффузия, электродиффузия, влияние гравитации), эффузию (кнудсовское течение), активированную диффузию, особенно эффективную в горных породах, пропитанных водой, осмотические явления. В этих условиях, особенно при более высоких температурах, одновременно проявляются и конкурируют механизмы межзерновой, поверхностной и объемной диффузии.

Экспериментальному исследованию диффузионного массопереноса сквозь водонасыщенные горные породы посвящен ряд работ. Однако этот вопрос изучен мало, и среди многих геологов существует мнение, основанное лишь на законах концентрационной диффузии, весьма ограниченной ее роли в геологических процессах вообще и в рудообразовании в частности. Но представляя себе суммарный эффект всех тех реальных процессов, которые неизбежно проявляются при формировании рудных тел и ореолов, и опираясь, например, на моделирующие опыты А. С. Лапухова и Г. Л. Пospelова [24], можно прийти к более оптимистическому выводу.

Довольно многочисленные опыты, моделирующие фильтрацию растворов через пористые горные породы, позволили выявить и изучить так называемый *фильтрационный эффект* — явление дифференциального перемещения компонентов сложного рудообразующего раствора, при котором не только растворенное вещество и растворитель имеют различную скорость перемещения, но и разные ионы. Фильтрационный эффект как суммарный результат ряда явлений, частично указанных выше, имеет существенное значение в формировании ореолов и рудных тел и в проявлении в них контрастной зональности.

Во всех месторождениях длительное минералообразование протекает в условиях закономерного изменения свойств растворителя и растворов, происходящего с понижением температуры. Изменения в растворах и осаждение могут быть следствием самых различных процессов с взаимодействием частиц внутри раствора, растворов между собой, раствора с вмещающей породой или с ранее образованными минералами и т. п., вызванных большим числом физико-химических, химических, физических факторов. Поскольку эти факторы вызывают одно и то же явление, очень редко удается определить какую-то одну, исключительную причину осаждения. Это не говоря о снижающейся температуре внешней среды, которая в большинстве случаев является неизбежной первопричиной последовательного минералоотложения. Для большинства сульфидных минералов, например, это общепризнано.

Рудообразование представляет собой результат весьма сложного сочетания многих параллельных и последовательных процессов. К нему нельзя применить готовые схемы физической химии, описывающие какую-либо одну сторону. Геологические наблюдения и факты вскрывают закономерности состава и строения ореолов и рудных тел; раскрытию механизмов их формирования может

способствовать экспериментальное моделирование с изучением результирующих параметров в пределах геологических ограничений.

Стандартность рудообразующего раствора, постоянство его анионного состава и свойств свидетельствуют о весьма узком диапазоне изменений физико-химических параметров рудообразования во времени и пространстве, оказывающихся к тому же малозависимыми от геологической среды. Такое заключение в первую очередь основывается на минеральном составе рудных тел и зон окolorудных изменений, а также на составе газовой-жидких включений. Убедительным фактом является также поразительная однотипность геохимических ореолов, окружающих рудные тела и залежи.

Зональность отложения

Как известно, наиболее важная особенность первичных геохимических ореолов — их зональность, которая выражается в закономерном изменении в пространстве качественных и количественных параметров. Зональность ореолов может проявляться в любом сечении объемной фигуры, но больше всего она контрастна в направлении движения рудообразующих растворов; обусловлена зональностью дифференциальным распределением элементов вдоль оси этого движения. В большинстве случаев можно говорить о вертикальной зональности, когда в головных частях ореолов накапливаются одни ассоциации элементов, а в тыловых — другие.

Для различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений на сульфидной основе устанавливается качественная близкая зональность [7, 19], которая в обобщенном виде может быть представлена единым реальным рядом наиболее распространенных элементов-индикаторов (в направлении движения растворов — от подрудных сечений к надрудным): $W_1 - Be - As_1 - Sn_1 - Au_1 - U - Mo - Co - Ni - Bi - W_2 - Au_2 - Cu_1 - Zn - Pb - Sn_2 - Ag - Cd - Au_3 - Cu_2 - Hg - As_2 - Sb - Ba$.

Нетрудно видеть, что эта зональность ореолов повторяет давно известную внутреннюю зональность рудных тел, а также подмеченную В. Эммонсом зональность регионального размещения месторождений. Зональности рудных тел и ореолов однотипны и обусловлены одними и теми же причинами. Зональное строение и размещение месторождений — важнейшая как в практическом, так и в теоретическом плане закономерность, которая издавна привлекала внимание геологов. Как известно, по этому вопросу существует обширная литература с попытками дать теоретическое обоснование зональности.

Закономерности распределения металлов-спутников

Геохимический закон дифференциации вещества находит свое отражение и в распространении металлов-спутников, прочих элементов-примесей собственно в рудных телах. Закономерности этого распространения оказываются весьма важными не только для

правильной эксплуатации месторождений, но и для раскрытия внутреннего строения рудных тел, а в более широком плане — строения месторождений и рудных полей.

Внутри рудных тел, залежей и зон элементы-примеси распределены весьма неравномерно, и их содержание в слагающих руду минералах подвержено значительным колебаниям. Содержание элементов-примесей в минералах при их распространении в рудных телах достигает определенных максимумов, представляющих в разрезе и плане точки и линии, а в пространстве — поверхности, в стороны от которых наблюдается закономерное падение их значений. Эти максимумы всегда строго фиксированы, отвечая в каждом данном случае соответствующей геологической обстановке, определенным участкам рудных тел, залежей и зон. Максимумы содержаний различных элементов-примесей и различных минералов обычно совпадают между собой. Как правило, особенно в небольших и простых по строению рудных телах, содержание элементов-примесей в минералах уменьшается от центра рудных тел к периферии, при переходе от массивных руд к вкрапленному ореолу; уменьшается оно и во вкрапленниках с удалением от продуктивного контакта или массивных рудных тел. Вкрапленники рудных минералов в окружающих залежи горных породах содержат минимальные количества элементов-примесей.

В частных случаях может быть и иная приуроченность максимальных содержаний элементов-примесей в минералах, например непосредственно к контакту рудной залежи при ее асимметричном развитии относительно этого контакта, к одному из боков рудного тела или к обоим бокам его одновременно и т. п. В небольших рудных телах и в телах с простым строением количество максимумов элементов-примесей может быть невелико или даже единично. В залежах с более сложным строением и в крупных залежах количество максимумов увеличивается.

Некоторые простые случаи изменения содержания примеси в зависимости от положения пробы минерала в рудном теле представлены графиками (рис. 51). Три кривые (см. рис. 51, I), которые до некоторой степени можно считать типичными, показывают, как закономерно падает содержание кобальта в пиритах медных руд Турьинских месторождений с удалением их от контакта с известняками (левая кривая), от центра рудного тела (средняя кривая) и от контакта с безрудными скарнами с переходом к вкрапленному ореолу (правая кривая).

Характерно распределение фосфора в сплошных магнетитовых рудах железорудного месторождения Первый Северный рудник на Северном Урале (см. рис. 51, II), а также золота в медных рудах колчеданного месторождения (см. рис. 51, III).

Одним из важных следствий описываемой закономерности распределения элементов-примесей является то, что большие содержания элементов-примесей в минералах наблюдаются в тех участках, где эти минералы образуют большие накопления. С ростом количества минерала-хозяина одновременно растет и относитель-

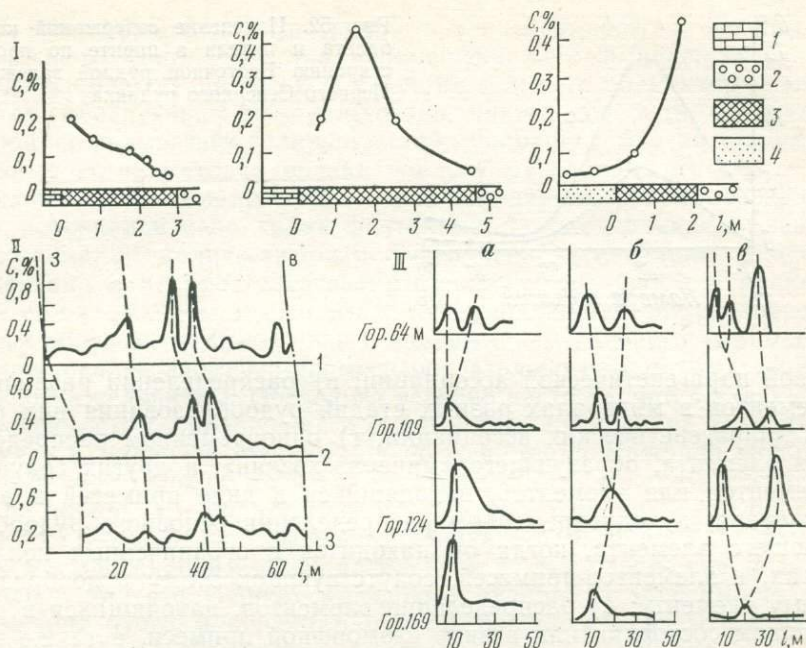


Рис. 51. Пространственное распределение элементов-примесей в минералах и рудах эндогенных месторождений:

I — содержание кобальта в пирите медных руд Турьинских месторождений, поперечные разрезы (варианты с одним максимумом); 1 — известняки; 2 — пироксен-гранатовые скарны; 3 — массивные сплошные руды; 4 — бедные вкрапленные руды;
 II — содержание фосфора в сплошных магнетитовых рудах Первого Северного рудника, план с тремя поперечными сечениями (1—3);
 III — распределение содержания золота в медных рудах колчеданного месторождения с запада на восток в трех вертикальных сечениях: а — южная часть, б — средняя часть, в — северная часть; пунктирные линии — пути следования растворов

ное содержание в нем элементов-примесей. Например, концентрация редких земель в рудах в подобных случаях увеличивается вдвойне: благодаря увеличению количества апатита — «минерала-хозяина» и более высокому их содержанию в этом минерале. Особенно наглядно эта закономерность проявляется в Лебяжинском апатит-магнетитовом месторождении на Среднем Урале. Апатит здесь образует скопления, обуславливающие такие поверхности максимальных содержаний фосфора в рудах, которые совпадают с простиранием и падением залежей и ориентированы в направлении вероятного разлома.

Максимумы содержаний различных элементов-примесей в различных минералах пространственно могут совпадать между собой даже в случае образования содержащих эти элементы минералов в разные этапы оруденения. Совпадение максимумов содержаний элементов-примесей проявляется в следующих случаях: а) при распределении одного или нескольких элементов в каком-либо одном минерале; б) распределении какого-либо элемента или группы элементов в различных минералах одной стадии рудообразования или

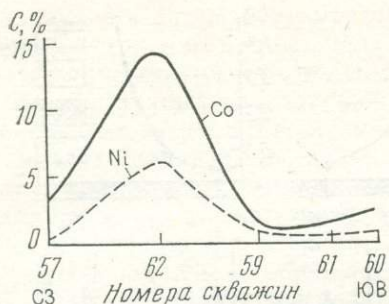


Рис. 52. Изменение содержаний кобальта и никеля в пирите по простиранию Восточной рудной залежи Первого Северного рудника

одной парагенетической ассоциации; в) распределении различных элементов в минералах разных стадий рудообразования или разных парагенетических ассоциаций; г) одновременном распределении элемента, образующего «минерал-хозяин», и других ведущих элементов или элементов, находящихся в виде примесей в этом минерале; д) одновременном распределении основного рудообразующего элемента, когда он находится в ограниченных количествах, и элементов-примесей, сопутствующих этому рудообразующему элементу; е) распределении элементов, находящихся в рассеянном состоянии или в виде изоморфной примеси, а также элементов-примесей, образующих самостоятельные минералы.

Поскольку содержание элементов-примесей всегда падает с удалением от путей свободного продвижения растворов, из которых эти минералы образуются, максимумы содержаний элементов-примесей в минералах обозначают собой именно те пути следования и свободного течения растворов, которые существовали в период образования рудных тел и различных парагенетических ассоциаций, слагающих эти тела. Эти максимумы соответствуют тем каналам свободной циркуляции, в стороны от которых происходило просачивание растворов и замещение.

На одном из колчеданных месторождений проникновение сульфидообразующих растворов с золотом в толщу замещаемых пород или руд, как видно из графиков рис. 51, III, могло быть связано с одной-двумя трещинами, которые фиксируются максимальными содержаниями золота. В крупных же залежах со сложной геологической обстановкой таких трещин — путей притока растворов — было значительно больше.

Не всегда линии максимумов должны совпадать с простиранием рудных тел. Их ориентировка зависит от предварительной тектонической подготовки и пространственного сочетания рудоподводящих структурных элементов. Распространение растворов может быть не только фронтальным, но и радиальным. В последнем случае падение содержаний элементов-примесей закономерно также и по простиранию рудных тел (рис. 52). При перемещении по радиусу на сравнительно небольшие расстояния возникают рудные столбы.

В месторождениях, где рудоотложение неизбежно связано с движением рудного вещества, перемещением его компонентов, связь между элементом-примесью и ведущим для него элементом — элементом, образующим минерал-хозяин, никогда не будет прямолинейной, ее нельзя определить простой пропорцией, как это принято в большинстве методов оценки запасов металлов-спутников. Содержание элементов-примесей в каждой данной пробе определяется, по крайней мере, тремя факторами: 1) содержанием минерала-хозяина; 2) количественным соотношением генераций минерала-хозяина и 3) пространственным положением пробы в рудном теле, ее положением относительно путей проникновения растворов. Таким образом, помимо связи с содержанием главного компонента, содержание элемента-примеси обязательно связано и с геологическими условиями. Последнее условие часто является главным: в зависимости от положения в рудном теле содержание элемента-примеси в минерале-хозяине при постоянстве содержания главного компонента может меняться в сотни раз. Так, например, содержание кобальта в пирите Второго Северного рудника колеблется от 0 до 1 %, Третьего Северного рудника — от 0 до 1,5 %, Турьинских месторождений — от 0 до 0,5 % и т. д. Содержание редких земель в апатите Первого Северного рудника в зависимости от положения этого минерала в рудной залежи изменяется в пять раз, в апатите Лебяжинского месторождения — в 200 раз.

Корреляционные связи элементов-примесей с ведущими элементами могут дополнительно усложняться наличием нескольких минералов-хозяев, в которых изучаемый элемент находит приют.

При изучении месторождений всегда следует учитывать, что характер распределения элементов-примесей может зависеть и от механизма формирования рудного тела. Если перемещение компонентов осуществляется вследствие диффузии, то изменение его содержания в минерале-хозяине от точки к точке будет плавным, непрерывным. При инфильтрации, как это теоретически показано Д. С. Коржинским, оно будет также закономерным, но скачкообразным, прерывистым на стыках минеральных зон. В большинстве случаев наблюдается сочетание того и другого характера изменения содержания элементов-примесей.

Закономерности распределения элементов в рудных телах должны учитываться не только при оценке содержаний и запасов ценных металлов-спутников, но и при оценке качества руд главных компонентов по содержанию в них вредных примесей, которые в своем распределении в рудных телах ведут себя так же, как и любые элементы, находящиеся в рудах в малых количествах.

Элементы-примеси необходимо использовать и для решения серьезных геологических задач. В частности, при изучении структуры месторождений они могут служить показателями, вскрывающими механизм формирования рудных тел и пространственное расположение рудоконтролирующих структурных элементов. При любом опробовании всегда должна попутно учитываться и эта служебная роль элементов-примесей, в некоторых случаях может ока-

заться выгодной постановка специального опробования только для этих целей.

Универсальность описанной закономерности обусловлена признаком, общим для любых элементов-примесей, — их концентрацией, весьма малой по сравнению с концентрацией ведущих рудообразующих элементов, концентрацией элементов, создающих минерал-хозяин. Большое различие в концентрациях элемента-примеси и ведущего элемента подавляет влияние внутренних свойств на их подвижность в рассматриваемых процессах. В основе пространственного распределения элементов-примесей лежит их значительно меньшая подвижность при инфильтрации или диффузии по сравнению с подвижностью основных рудообразующих элементов.

Концентрация рудообразующих элементов и при движении растворов к месту отложения, и особенно на месте отложения поддерживается на определенном уровне. Она быстро выравнивается на большом пространстве с созданием рудных тел, тогда как находящиеся в том же растворе элементы-примеси ввиду их малой концентрации и, следовательно, малой подвижности распределяются между месторождениями и в рудных телах неравномерно. Их содержание в соответствии с законами диффузии или закономерностями фильтрации падает по мере удаления растворов от первичного очага, а в рудном поле и рудных телах — по мере удаления от первоначальных путей следования растворов (питающие каналы свободной циркуляции).

При процессе диффузии, не усложненном влиянием иных факторов, падение концентрации элементов-примесей отвечает логарифмической кривой в соответствии с уравнением

$$C = \frac{C_0 \alpha}{\sqrt{\pi D t}} e^{-\frac{x^2}{4Dt}},$$

где C — концентрация вещества на каком-либо расстоянии x от этого слоя к моменту времени t ; α — ширина слоя с начальной концентрацией C_0 , от которого происходит диффузия в стороны; D — коэффициент диффузии.

Следует заметить, что часто устанавливаемое при математическом анализе данных опробования логарифмически-нормальное распределение редких и рассеянных элементов обусловлено описываемой закономерностью и представляет собой важнейшее свойство элементов-примесей в отличие от породо- и рудообразующих элементов.

При фильтрации растворов — просачивании их через толщ горных пород — определяющим является фильтрационный эффект, приводящий не к слитному течению жидкости, а к дифференцированному перемещению ее компонентов. По экспериментальным данным фильтрационный эффект, который в первом приближении можно рассматривать как величину, обратную подвижности, с уменьшением концентрации возрастает во много раз, обусловливая, таким образом, и при этом процессе малую подвижность элементов-примесей по сравнению с ведущими элементами.

Механизм отложения

Не вызывает сомнения, что вертикальная зональность рудных тел и ореолов — зональность отложения — связана с изменением внутреннего равновесия рудообразующего раствора. Исходя из изложенных предпосылок, можно предположить, что наиболее вероятным механизмом отложения является *осадочно-хроматографический*, который, однако, на исходном этапе осложнен особенностями внутреннего строения и состава растворов. Наиболее простой фактор — растворимость сульфидов в воде — совершенно не определяет их зонального отложения; часто при этом наблюдается последовательность, обратная природной. Это обусловлено тем, что перенос металлов в рудообразующих растворах, как это стало сейчас уже общепризнанным, осуществляется в виде комплексных соединений. Они характеризуются высокой растворимостью и устойчивостью, а также прочими свойствами, резко отличающими их от коллоидных и простых ионных соединений, на которых обычно строятся различные термодинамические расчеты и делаются далеко идущие выводы.

Г. Л. Барнс и Г. К. Чаманский [4] весьма категорично утверждают, что единственной возможностью эффективной концентрации большинства металлов в гидротермальных месторождениях является перенос их в виде комплексных ионов и молекул. Зональная последовательность рудоотложения остается одинаковой в широком интервале температур, давлений и геологических условий именно в связи с тем, что осаждающиеся металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией. Если бы стехиометрия была различна, то такие металлосодержащие комплексы по-разному реагировали бы на изменение давления, температуры, концентрации, pH и другие факторы; порядок их осаждения должен бы несомненно изменяться в зависимости от условий осаждения и вызывающих его причин.

Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство отложения создают весьма совершенную *хроматографическую систему*, в которой в условиях снижающейся температуры проявляются адсорбция, диффузия, ионный обмен и другие последовательные и параллельные процессы распределительного, фракционирующего, осадительного, гидролизующего, окислительно-восстановительного, комплексобразующего и комплексоразрушающего действия. Конечным, результирующим, свидетельством всех этих процессов является зональность рудных тел и особенно контрастная зональность ореолов с закономерной, последовательной сменой осажденных соединений металлов в направлении движения растворов от тыла к фронту гидротермальной хроматографической колонны.

Хроматографическое разделение особенно благоприятно для природного рудообразующего раствора с его малыми содержаниями растворенных металлов, так как оно позволяет достичь значи-

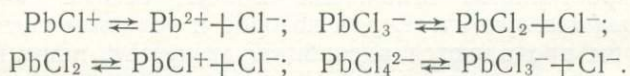
тельного концентрирования металлов в неподвижной фазе при прохождении огромных объемов воды. Хроматография, так же как и используемое геологами, близкое по существу понятие «фильтрационный эффект», конечная цель которого — разделение веществ, не представляет собой какое-то особое явление. Это понятие объединяет широкий круг физико-химических процессов распределения, адсорбции, диффузии, ионного обмена. Поскольку процессы рудообразования, как и все природные процессы, представляют собой сложный комплекс явлений и их нельзя описать с позиций только какого-либо одного из них, теория и методы хроматографии, закономерности хроматографических процессов, являющиеся достоянием физической химии, дают наиболее близкое к истине понимание сути этих рудообразующих процессов.

Образование комплексов и их роль в осаждении

Итак, в зону ореоло- и рудообразования вступает достаточно стандартный, но весьма сложный по составу многокомпонентный рудоносный раствор, содержащий всегда большой (не менее первых десятков) набор растворимых соединений металлов. Сейчас уже совершенно ясно, что отчетливо выраженная тенденция к комплексообразованию в растворах электролитов при повышенных температурах и давлениях указывает на весьма важную роль комплексных соединений в процессах рудообразования.

Современные представления о составе рудообразующих растворов позволяют отводить особо важную роль галоидным комплексам тяжелых и щелочных металлов.

Состав раствора усложняется еще и тем, что каждый металл, как правило, представлен в нем не одним, а несколькими, иногда не только одно-, но и полиядерными комплексами соединений. Так, например, даже для моновалентного свинца в гидротермальном рудообразующем растворе могут существовать как отражение ступенчатой ассоциации — диссоциации только хлоридные четыре комплекса:



Для поливалентных ионов может находиться несколько ионных форм одного и того же элемента. Некоторые металлы склонны к реакциям комплексообразования с созданием координационных связей с различными координирующими группами.

Комплексообразование в гетерогенных системах типа минерал — раствор существенно влияет на характер распределения компонентов между твердой и жидкой фазами, удерживая в растворе компоненты, склонные к комплексообразованию, и обедняя ими твердые фазы. Очевидно, что присутствие в растворе комплексных анионов может весьма значительно влиять на эффективные концентрации компонентов и, следовательно, на константы

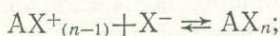
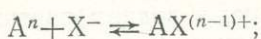
равновесия обменных реакций между твердыми и жидкими фазами, а также жидкими фазами внутри раствора. Зависимость константы равновесия обратимой реакции от концентрации комплексобразователя определяется следующим.

Если имеет место ионообменное равновесие компонентов А и В, т. е. $B_T + A_P \rightleftharpoons A_T + B_P$, то кажущаяся константа этой реакции (при условии, что катионы А и В имеют одинаковый заряд) будет равна:

$$D_{A-B} = \frac{[C_A]_T \cdot [C_B]_P}{[C_B]_T \cdot [C_A]_P}$$

где $[C_A]_T$ и $[C_B]_T$ — концентрации компонентов А и В в твердой фазе, а $[C_A]_P$ и $[C_B]_P$ — их концентрации в растворе.

Если же катион А, имеющий заряд n , образует с анионом X^- комплексные анионы



то тогда константы устойчивости соответствующих комплексных ионов будут равны:

$$K_1 = \frac{[A^{n+}][X^-]}{[AX^{(n-1)+}]}; \quad K_2 = \frac{[AX^{+(n-1)}][X^-]}{[AX_n]}; \quad K_3 = \frac{[AX_n][X^-]}{[AX^{-(n+1)}]}.$$

В случае катионного обмена произойдет следующее. Комплексные ионы типа AX_{-n+1} и выше являются анионами, комплексные анионы AX_n не заряжены; таким образом, ни те, ни другие не будут участвовать в обмене. Комплексные ионы типа $AX^{(n-1)+}$ заряжены положительно. Однако по сравнению с простым катионом A^{n+} они будут иметь более низкий заряд, и их константа обмена будет меньше, чем для A^n . Таким образом, возникновение комплексных ионов будет уменьшать концентрацию в растворе катионов, способных к обмену, хотя общая концентрация компонента А в растворе остается неизменной.

Отсюда важно, что в присутствии комплексобразователя будет наблюдаться относительное обеднение твердой фазы компонентом А, образующим комплексные ионы с анионом X^- . Оно будет тем больше, чем более устойчивы образующиеся комплексы и чем выше концентрация комплексобразователя. Из этого же следует, что в присутствии комплексобразователя будет наблюдаться относительное обогащение твердой фазы компонентом, не образующим комплексных ионов. А главное — твердая фаза будет в первую очередь обогащаться металлами, образующими наименее устойчивые комплексы.

В случае, когда два металла и более образуют комплексные ионы, изменение константы равновесия ионообменной реакции будет определяться относительной устойчивостью комплексов каждого из металлов. Поэтому различная устойчивость комплексных

ионов разных металлов в растворе будет приводить к изменению их соотношений в осадке, т. е. к четкой временной, а в динамических условиях и зональной последовательности осаждения. При этом будет наблюдаться последовательное относительное обогащение твердой фазы металлами, комплексные ионы которых обладают все большей и большей устойчивостью.

Таким образом, можно с большой долей вероятности утверждать, что зональность рудных тел и ореолов определяется разной устойчивостью комплексных ионов, в виде которых переносятся металлы в растворах. К оценке изменения энтропии при реакциях комплексообразования в водном растворе можно подойти следующим образом [19]. При реакции $M_{\text{вод}}^{z+} + n A_{\text{вод}} = [MA_n]_{\text{вод}}^{z+}$ (M^{z+} — центральный ион, A — лиганд) изменение энтропии равно:

$$\Delta S = S_k - S_m - nS_a,$$

где S_k , S_m , S_a — энтропия в водном растворе соответственно комплексного иона, центрального иона и лиганда.

Поскольку с увеличением радиусов возрастают энтропии всех ионов, а радиусы простых и комплексных ионов с одними и теми же лигандами изменяются симбатно, можно предположить, что для данного ряда однотипных комплексных ионов разность $S_k - S_m$ будет примерно постоянной. Величина nS_a также постоянна в ряду однотипных ионов, поэтому и изменение энтропии при образовании однотипных комплексных ионов должно быть примерно постоянным. Следовательно, между изменением свободной энергии и тепловым эффектом реакции комплексообразования в рядах однотипных ионов существует простая связь: $\Delta H = \Delta Z + \text{const}$, где $\text{const} = T \cdot \Delta S$.

Учитывая предполагаемую симбатность в изменении ΔH и ΔZ для однотипных процессов комплексообразования, к оценке факторов, определяющих устойчивость комплексных ионов, можно подходить, используя термодимические данные. При образовании комплексного иона с ковалентной связью происходит заполнение электронных уровней иона комплексообразователя и в энергетическом отношении центральный атом приближается к состоянию свободного газообразного атома металла. В связи с этим, по К. Б. Яцимирскому [19], изменение энергии при процессе $M_{\text{вод}}^{z+} \rightarrow M_{\text{газ}}$ может до известной степени характеризовать тенденцию данного иона к образованию прочных ковалентных связей, в том числе и к возникновению комплексных ионов с донорно-акцепторной связью.

Изменение энергии при рассматриваемом процессе представляет собой разность между потенциалом ионизации данного атома и теплотой гидратации образующего иона, которая и может служить показателем устойчивости комплексных ионов, приведенных ниже. Сопоставление этих данных с данными по изменению свободной энергии (вычисленной из констант устойчивости) тиосульфатных, галогенидных и роданидных комплексов двухзарядных ионов показывает, что обе величины изменяются симбатно и ряд устойчивости

подобных комплексов совпадает с указанным выше рядом. Таким образом, выведенные К. Б. Яцимирским ряды могут быть использованы для предсказания существования комплексов в тех случаях, когда они не были обнаружены, и для оценки их устойчивости в тех случаях, когда они известны.

Нетрудно заметить, что зональная последовательность отложения металлов в ореолах и рудных телах во многом совпадает с рядами устойчивости их комплексов, оцененной по следующим показателям устойчивости ионов.

Au ⁺	Ag ⁺	Cu ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	K ⁺	Na ⁺	Li ⁺	Hg ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Ni ²⁺
68	57	36	23	22	20	18	—2	228	159	156	137	136	97
Co ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Mg ²⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	Ca ²⁺	Bi ³⁺	Co ³⁺	Fe ³⁺	Cr ³⁺	Al ³⁺	La ³⁺	
93	86	82	57	43	35	34	290	231	197	151	121	37	

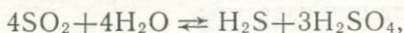
Выпадают из зонального ряда по показателям устойчивости К. Б. Яцимирского только серебро и висмут. Серебро должно бы осаждаться в самом начале процесса, в нижних частях ореолов, а оно выносится в самые верхние их части; висмут, наоборот, должен быть весьма продолжительное время устойчив в растворе, а он высаживается одним из первых. Характерно, что в простейшем эксперименте их поведение уже различно: серебро ведет себя в хлоридном растворе в соответствии с природной зональностью, а висмут — с показателем устойчивости комплекса.

Несовпадение положения в ряду зональности этих металлов с величинами показателей устойчивости, вероятно, обусловлено образованием ими более сложных комплексных соединений и даже возможным участием в виде центральных атомов лигандов. Это в первую очередь свойственно железу, широко выносимому из твердой фазы в условиях стабильности основного зонального ряда. Об образовании нескольких комплексов с резко различной устойчивостью в рудообразующем растворе одним и тем же металлом свидетельствует появление в ореолах и рудных телах нескольких пространственных минеральных форм этих металлов, обуславливающих различное положение последних в зональном ряду. Так, например, мышьяк, представленный арсенопиритом — одним из наиболее трудно растворимых соединений, входит в ассоциацию тыловых элементов-индикаторов, тогда как мышьяк в составе блеклых руд, наоборот, предпочитает надрудную ассоциацию, выпадая в верхах ореольной колонны. Резко различное положение в зональном ряду имеют медь, входящая в халькопирит, и медь в блеклой руде, олово в станнине, касситерите и пр.

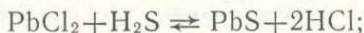
Можно предположить, что в своей основе зональность месторождений халькофильной (и сидерофильной) группы определяется разной устойчивостью хлоридных комплексов, в виде которых переносятся металлы. В гомогенных месторождениях осадитель — сера (реагирующая в виде сероводорода) привносится самим раствором в виде сернистого газа, при достижении критической температуры спонтанно реагирующего с водой с образованием серной

кислоты и сероводорода. В гетерогенных месторождениях сера замещается из замещаемых протопирититов. Ход процесса можно передать такой системой простейших уравнений:

в гомогенных месторождениях



далее



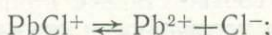
в гетерогенных месторождениях на протопирититах



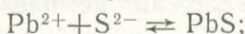
В морских осадках осадителем часто является ион сульфида, восстановленный на месте отложения из сульфата живой (бактерии) или мертвой органикой. Кажущиеся условия равновесия определяются законом действующих масс

$$K_1 = \frac{[\text{PbS}][\text{HCl}]^2}{[\text{PbCl}_2][\text{H}_2\text{S}]}.$$

Однако обменные реакции могут происходить только в случае наступления момента разрушения соответствующего комплекса, и последовательность отложения должна регулироваться уже реакциями



$$K_2 = \frac{[\text{Pb}^{2+}][\text{Cl}^-]}{[\text{PbCl}^+]};$$



$$K_3 = \frac{[\text{Pb}^{2+}][\text{S}^{2-}]}{[\text{PbS}]}.$$

Осаждение в начале зональной колонки начинается с металла, образующего наиболее труднорастворимые комплексы, и заканчивается в верхних головных частях выпадением соединений металлов, находившихся в растворе в виде наиболее устойчивых (наиболее растворимых) комплексов. Константа устойчивости комплекса соответствующего металла K_2 строго определяет его место в зональном ряду. Эта зависимость последовательности осаждения настолько сильна, что раствор наряду с привнесом извлекает неравновесные металлы по ходу процесса из вмещающих пород и переносит их выше на свое место в ряду. Это происходит не только с элементами внутри известного зонального ряда [7]: во многих месторождениях ряд продолжается во фронтальной части такими перераспределенными металлами, как железо, марганец, ванадий, хром.

На плотность осадка, длину зоны осаждения индивидуального металла, степень разделения, т. е. на интенсивность ореола, его размеры и внутреннюю структуру, на контрастность зональности, влияют: концентрация осадителя, температура, давление, кислот-

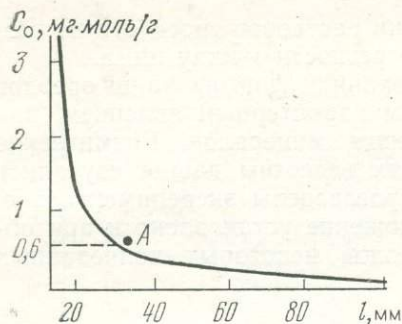


Рис. 53. Соотношение длины зоны осадка $\text{Co}_3(\text{PO}_4)_2-l$ и концентрации осадителя $\text{Na}_2\text{PH}_4-C_0$. По К. М. Ольшановой и др.

Точка А — оптимальная концентрация осадителя

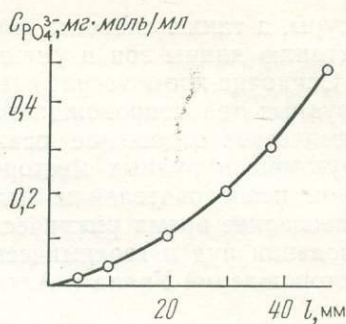


Рис. 54. Соотношение длины зоны осадка FePO_4 и концентрации PO_4^{3-} в растворе. По К. М. Ольшановой и др.

ность — щелочность среды, наличие посторонних ионов, а также изначальная концентрация в растворе самого металла. При близости растворимости комплексов заметное различие в концентрациях соседствующих в ряду металлов может изменять порядок зон.

Как следует из теоретических основ хроматографического анализа, увеличение концентрации осадителя (в наших условиях это H_2S или иные формы нахождения серы) не влияет на порядок распределения зон, но приводит к повышению плотности осадка, уменьшению длины зоны осаждения и улучшению разделения, но только в определенных пределах; наиболее четкому разделению отвечает какая-то оптимальная концентрация осадителя (рис. 53), дальнейшее ее увеличение незначительно изменяет длину зоны и плотность осадка. При чрезмерной концентрации осадителя наблюдается ухудшение разделения и неравномерное распределение осадка по длине зоны. Уменьшение концентрации осадителя ниже определенного предела приводит к расплыванию зон и формированию нечеткой хроматограммы, т. е. к отсутствию нужного разделения. И тот и другой случай наблюдаются в природных условиях. Первый относится к формированию рудных тел, сложных сплошными массивными рудами с весьма нечеткой зональностью и неравномерным распределением рудообразующих сульфидов (пирита, халькопирита, галенита, сфалерита). Второй случай характеризует зоны так называемой рассеянной минерализации, в которых зональность распределения металлов вообще отсутствует.

Изменение концентрации осаждающихся металлов прямо пропорционально изменяет протяженность зоны осаждения (рис. 54), плотность осадка, резкость границ между зонами. Непропорциональное изменение концентрации металлов, образующих ореол или рудное тело, может привести к потере зоны осадка, занимающего промежуточное положение и имеющего наименьшую концентрацию, и даже к изменению порядка зональности. Увеличение темпе-

ратуры, а также скорости фильтрации растворов способствует возрастанию длины зон и уменьшению резкости между ними.

Осадочно-хроматографический механизм формирования ореолов и рудных тел сопровождается таким характерным явлением, как ритмическое отложение осаждающихся минералов. Ритмические структуры в рудных месторождениях известны давно, изучались рядом исследователей и были воспроизведены экспериментально. В последнее время ритмическое отложение установлено и при образовании руд и геохимических ореолов некоторых колчеданных месторождений Урала и Алтая.

Особенности рудоотложения в осадочном процессе.

Роль органического вещества

Среди геологических факторов, регулирующих рудонакопление в осадочном процессе, можно назвать следующие: а) тип среды (солонатоводная, лимнологическая), б) степень изоляции бассейна (свободная или ограниченная циркуляция вод), в) глубина осадочного бассейна, г) климат (сухой или влажный, жаркий или холодный).

Морфологические преграды, ограничивающие бассейн со стороны океана, препятствуют обмену вод, что может привести к возникновению на дне восстановительных условий с появлением сероводорода, который вырабатывается бактериями, разлагающими сульфаты морской воды. В итоге возникают темно-серые и черные сапропелевые илы, окрашенные сульфатом железа.

Морфологическая изоляция бассейна может создать также условия, благоприятные для накопления эвапоритов. Это происходит, когда соответствующий климат обеспечивает перевес испарения над притоком морской воды с нормальной соленостью, а строение дна бассейна способствует накоплению густых рассолов. Вогнутый барьер-ловушка может перехватывать терригенный материал, поставляемый с суши, что приводит к образованию за барьером рудной залежи, представляющей собой биогенно-гидрогенный осадок. Роль биосферы, биогенных процессов в осадочном рудоотложении чрезвычайно велика и раскрывается все больше. Как показывают некоторые данные, органическое вещество, вероятно, участвовало и в эндогенном рудообразовании.

Рудоотложение (как и сопутствующее минералообразование) при седиментации регулируется соотношением концентрации ионов водорода (рН) и окислительно-восстановительного потенциала (Еh). Эти параметры взаимосвязаны, поскольку рН воздействует на константу диссоциации, ионные равновесия, растворимость реагирующих компонентов и другие явления, определяющие ход реакции, а отсюда и Еh. Поскольку протоны и электроны взаимно нейтрализуют друг друга, при низких значениях рН наблюдаются высокие значения Еh, и наоборот. Поля изменчивости рН и Еh в водной среде и осадках и соответствующие им поля устойчивости минералов показаны на рис. 55 и 56.

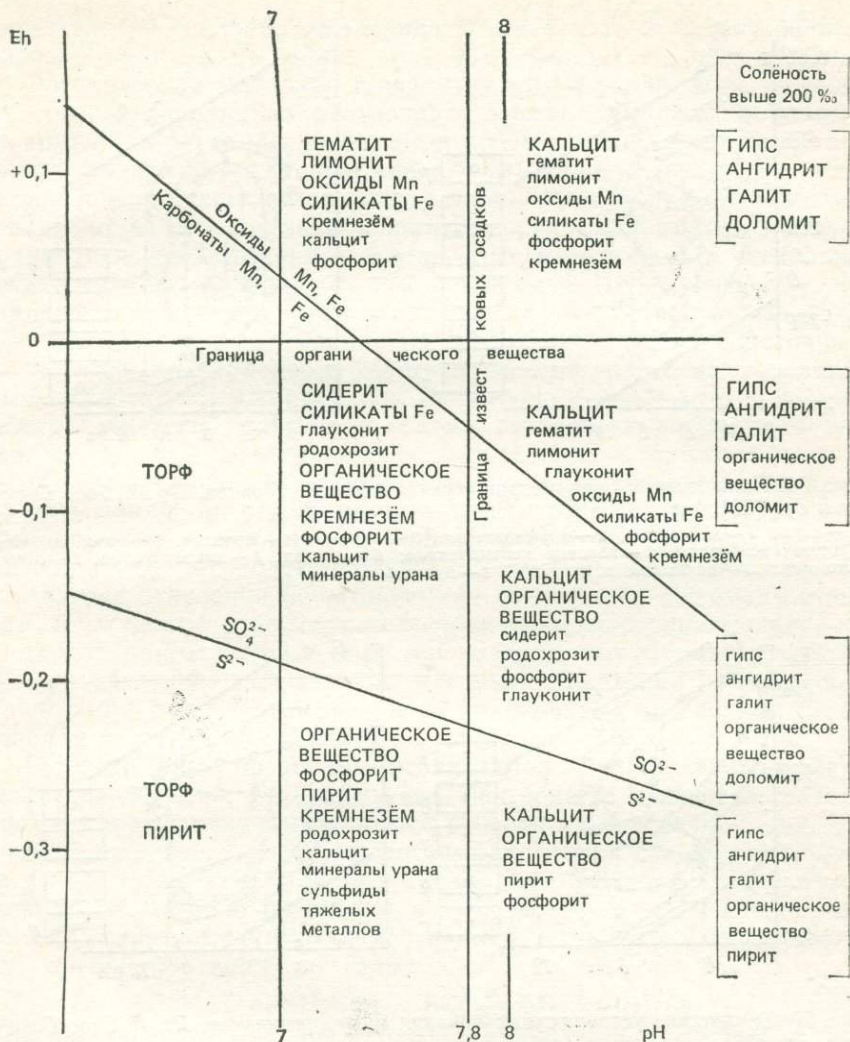


Рис. 55. Поля устойчивости минералов, присутствующих в морских биогенных и гидрогенных осадках, в зависимости от pH и Eh. По [28]

Как видно из рис. 57, микроорганизмы (водоросли и бактерии) существуют в химических условиях, охватывающих все поле изменчивости pH и Eh, т. е. пределы существования организмов совпадают с полями химических параметров рудообразующей среды. Метаболические процессы с участием водорослей и бактерий принципиально изменяют химические параметры среды и сильно воздействуют не только на процессы рудообразования, но и на процессы биогенной и гидрогенной седиментации в целом [28].

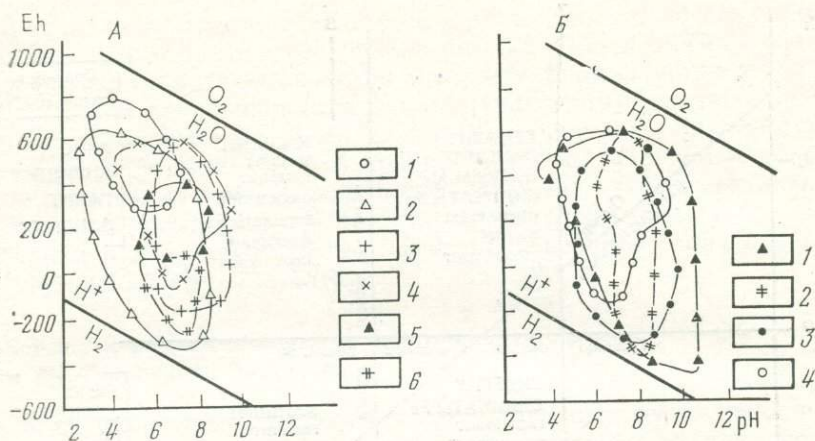


Рис. 56. Поля значений параметров в различных обстановках. По Л. Баас Бекингу и др. [28].

А — воды: 1 — метеорные, 2 — торфяниковые, 3 — морские, 4 — пресные, 5 — поровые, насыщенные кислородом, 6 — поровые неизменные; Б — осадки: 1 — эвапоритовые, 2 — открытого моря, 3 — дельтовые и лагунные, 4 — пресноводные

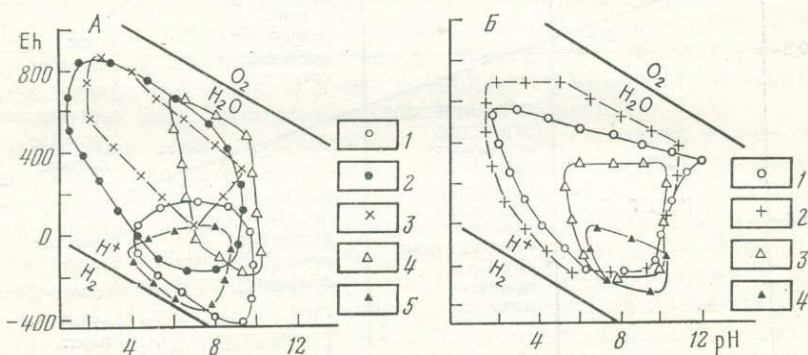


Рис. 57. Химические условия существования микроорганизмов. По Л. Баас Бекингу и др. [28].

А — бактерии: 1 — серобактерии; 2 — окисляющие серосодержащие соединения, 3 — железобактерии, 4 — азотобактерии, 5 — гетеротрофные (анаэробные); Б — фотоавтотрофные организмы: 1 — зеленые и диатомовые водоросли, 2 — синезеленые водоросли, 3 — красные бактерии, 4 — зеленые бактерии

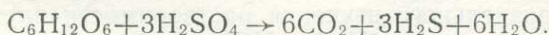
Сложный процесс аккумуляции органики в морских осадках протекает в огромных масштабах. Среднее содержание органики в осадочных породах составляет (%): в глинистых сланцах — 2,1, карбонатных породах — 0,2, песчаниках — 0,05. Осадочные породы в рассеянном состоянии содержат $3,6 \cdot 10^{15}$ т органических соединений; согласно другим подсчетам, количество живой континентальной биомассы равно $6-9 \cdot 10^{12}$ т, мертвой $10-30 \cdot 10^{12}$ т углерода. В водах морей и океанов сосредоточено $2,6 \cdot 10^{12}$ т органического

вещества при среднем содержании в океанах 1—2, во внутренних морях — 3,5—6, в бассейнах типа Кара-Богаз-Гол — 60—67 мг/л.

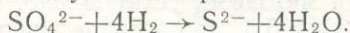
Органический материал присутствует в морской воде в виде истинных и коллоидных растворов и взвеси, состоящей из живых организмов и раздробленного детрита. Первичное органическое вещество производится вблизи поверхности моря в пределах зоны проникновения света автотрофным планктоном. Живые организмы усваивают из морской воды ионы растворенных металлов. Концентрация некоторых из них в протоплазме может быть в несколько сотен тысяч раз больше, чем в морской воде. По производству органического вещества после планктона на втором месте находятся бактерии. Количественно наиболее велико значение одноклеточных организмов, но в процессе участвуют и многоклеточные организмы — животные и растения. Их отмирание способствует накоплению органической материи в осадке, где концентрируются и металлы.

Живые организмы деятельно участвуют и непосредственно в рудообразовании. Автотрофные организмы могут развиваться на неорганическом основании. Основой метаболизма является восстановление CO_2 водородом, выделяющимся в процессе фотосинтеза или в ходе окисления неорганических соединений. К хемоавтотрофам, в частности, относятся железобактерии, марганцевые, серо- и азотобактерии. В Черном море сероводород, вырабатывают бактерии, разлагающие сульфат морской воды (*Bacterium hydrosulphuricum ponticum*) и белки падающих планктонных организмов (анаэробная бактерия *Desulfivibrio aestuarii*).

Гетеротрофные организмы развиваются в присутствии органических соединений. Гетеротрофные бактерии, в частности, разлагают органику, накапливающуюся в осадке, и выделяют ионы водорода, также используемые для восстановления CO_2 . К этой группе относятся бактерии, которые разлагают азотистые соединения, производят метан и разлагают сульфаты. По А. Д. Пельшу, например, сульфатредуцирующий процесс воздействия гетеротрофных организмов идет по схеме



Для автотрофного питания процесс в общем виде, по Ю. И. Сорокину, представляется следующим образом:



Восстановление CO_2 в процессе фотосинтеза приводит к повышению щелочности среды — росту рН, что влияет на равновесие бикарбонатов и карбонатов в растворе. Одновременно выделение свободного кислорода при дыхании автотрофных растений и бактерий создает условия насыщения кислородом, выражающегося в повышении Eh. Гетеротрофные бактерии обуславливают восстановительные условия среды. Главную роль играют бактерии, разлагающие сульфаты и выделяющие сероводород, диссоциирующий на ионы H^+ и HS^- . Как известно, сероводородный ион обладает очень сильными восстановительными свойствами.

Ионы металлов извлекаются из морской воды и в процессе ионной адсорбции. Такая адсорбция происходит на частицах коллоидальных растворов при участии как органических, так и неорганических веществ. Адсорбентами являются глинистые минералы, гидроксиды алюминия и железа. Адсорбируются преимущественно катионы Cu^{2+} , Zn^{2+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , As^{3+} , Pb^{2+} , Se^{2+} , Hg^{2+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} и анионы S^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} .

Схема образования рудных залежей в морских условиях достаточно ясна. Хлоридные комплексные соединения, как и в эндогенных процессах, эффективно удерживают металлы в растворе. Они стабильны в слабовосстановительных и слабокислых условиях, свойственных процессу обезвоживания морских пелитовых осадков, в которые морская вода обеспечивает неограниченный привнос хлора. Возрастание растворимости и стабильности комплексов в соответствии с универсальным рядом в направлении $\text{Fe} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb}$ в благоприятных условиях способствует зональному расположению руд и месторождений. Избирательность условий в первоисточнике или в месте отложения может приводить к избирательному выносу, переносу или отложению одного какого-либо металла. Осадителем, как и в эндогенных условиях, является ион сульфида, возникающий при восстановлении сульфата, массовом процессе в обстановке морского дна или же связанный с нахождением уже готового сероводорода какого-либо иного происхождения.

Модель сульфидного рудоотложения в связи с полиморфизмом воды

В гл. IV был затронут вопрос о значении эволюции структуры воды в рудообразовании. Дальнейшее развитие представления об особых температурных точках воды и граничных эффектах получают в рамках экспериментальной модели сульфидного рудоотложения [18].

Для построения модели были использованы результаты систематического раздельного изучения растворимости пирита, галенита и сфалерита в системе $\text{MeS} - \text{HCl} - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ при температуре 112—485 °С в интервале исходных рН от 0,36 до 8,7 (рис. 58). Двумя независимыми методами установлено, что в случае пирита при температуре 240—485 °С в растворе преобладают комплексы состава FeCl_2 и в малых количествах присутствуют FeCl^+ . При растворении галенита образуются PbCl_2 и H_2S , сфалерита — ZnCl_2 и H_2S . В высокотемпературной области в равновесии с компонентами пирита, галенита и сфалерита находится относительно низкая концентрация HCl , в то время как потенциальная кислотность раствора, обусловленная присутствием хлоридов металлов и сероводорода, велика и превышает концентрацию свободной HCl при 300—485 °С на 1—1,5, порядка (рис. 59).

Располагая набором частных моделей транспортировки и осаждения минералов, а также сведениями о механизме явлений, про-

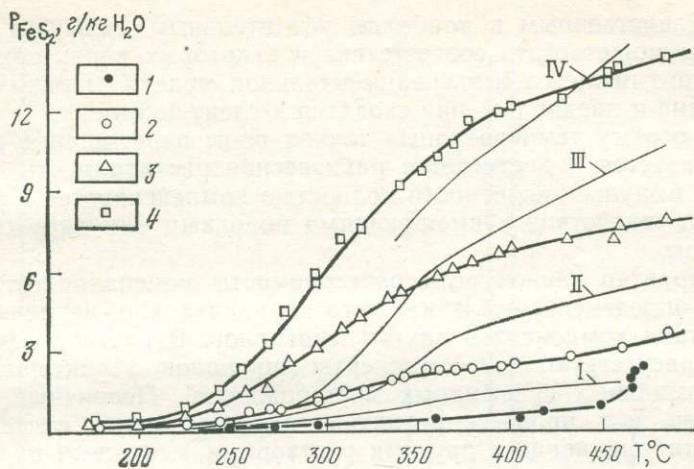


Рис. 58. Зависимость растворимости пирита P_{FeS_2} от температуры в присутствии 2,08 M NaCl и при различных исходных концентрациях HCl (M): 1 — HCl отсутствует; 2 — 0,035; 3 — 0,114; 4 — 0,229

исходящих в особых точках воды, можно воссоздать общий процесс рудоотложения. Естественно, что сведение частных данных в целое — прием достаточно формальный, следовательно, построение возможно на основе некоторых предположений и допущений, которые в дальнейшем необходимо проверить и оценить их достовер-

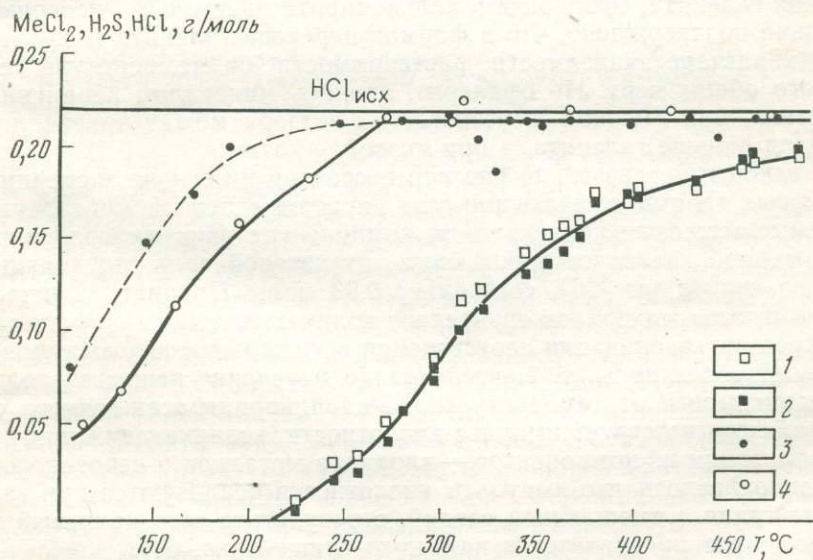


Рис. 59. Соотношение активной (выше каждой кривой) и потенциальной (ниже каждой кривой) кислотности при различных температурах для пирита (1, 2), сфалерита (3) и галенита (4).

Данные 1 получены в результате прямых измерений, 2 — расчетные

ность. Единственным и наиболее убедительным способом такой проверки может стать соответствие в некоторых характеристиках природного процесса и экспериментальной модели. Принимаемые допущения и предположения сводятся к следующему.

1. В особых температурных точках воды пересыщение раствора реализуется и достигается равновесная растворимость. Возникающий импульс кислотности полностью компенсируется в результате взаимодействия с вмещающими породами или окружающим раствором.

2. Характер зависимости растворимости минералов от температуры, определенный для каждого индивидуально, не меняется в присутствии компонентов других минералов. В растворе одновременно присутствуют все компоненты минералов, характерных для гидротермальных сульфидных месторождений. Первичный состав однороден, и в процессе развития гидротермальной системы не происходит смешения с другими растворами, несущими рудообразующие компоненты.

3. В процессе реконструкции состава гидротермального рудообразующего раствора экспериментальным путем учтены все важнейшие факторы, от которых зависит поведение растворенных веществ. Добавление в систему CO_2 , SO_2 и некоторых других составляющих гидротермального раствора принципиально не изменит ход рудоотложения.

4. С целью упрощения графического построения и последующего анализа полученной модели полагаем, что характер кристаллизации галенита, сфалерита и халькопирита идентичен. Экспериментально подтверждено, что в формах переноса галенита и сфалерита, характере зависимости растворимости от температуры есть много общих черт. Но сфалерит, являясь минералом переменного состава, при высокой железистости раствора может кристаллизоваться раньше галенита, а при низкой — позже.

Такой гипотетический раствор воссоздан на основе экспериментальных данных по растворимости пирита и галенита. Он содержит равные массовые концентрации компонентов двух минералов при суммарной кислотности 0,34 моль, из которой доля, приходящаяся на свободную HCl , составляет 0,03 моль. По диаграммам растворимости минералов определено количество вещества, осаждающегося при реализации пересыщения в каждой из особых температурных точек воды, т. е. исследовано поведение вещества только в зависимости от температуры. Каждой порции осажденного минерала соответствует импульс кислотности, возникающий при кристаллизации из компонентов — хлоридов металлов и сероводорода. Предполагалось, что импульсы кислотности реализуются при взаимодействии с вмещающей средой, в результате чего калиевый полевой шпат превратится в калиевую слюду (рис. 60).

Из охлаждающегося раствора при температурах 410 и 340°C кристаллизуется только пирит, растворимость галенита и сфалерита в этом интервале не зависит от температуры. Присутствие в растворе соединений свинца, цинка, меди и других металлов дол-

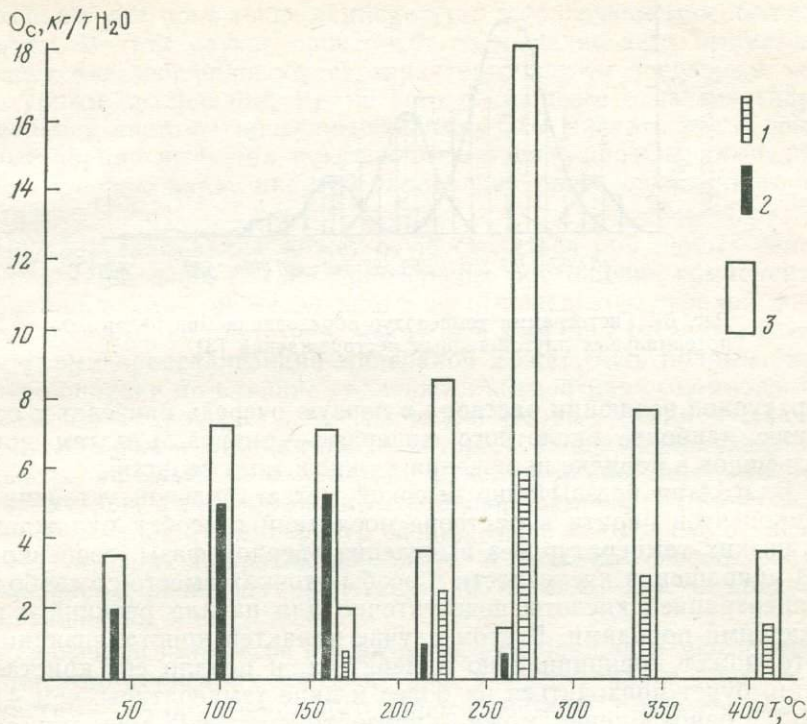


Рис. 60. Соотношение количества осажженных сульфидов (пирита и галенита) и попутно образованной калиевой слюды при различных температурах: 1 — пирит; 2 — галенит; 3 — слюда

жно выражаться только в сорбционных и ионообменных процессах на пирите, без образования самостоятельных минералов.

Результаты анализа высокотемпературного пирита на микропримеси позволяют сделать прогноз в отношении дальнейшего развития событий и характера осаждения минеральных ассоциаций из единого потока раствора, на первом этапе присутствующих в пирите в виде рассеянных примесей. По мере охлаждения раствора, проходя через максимум при 270 °С, относительная доля осаждающегося пирита понижается; при этой температуре начинается осаждение галенита. Импульсы кислотности, связанные с кристаллизацией пирита, будут усиливаться ввиду увеличения кислотности при осаждении других сульфидов. В низкотемпературной области этот вклад оказывается определяющим. Максимальное количество сульфидов полиметаллов приходится на температуры 100—165 °С, при этих же температурах достигается максимум кислотности, обусловленный их осаждением (см. рис. 60). Пирит является наиболее кислотным минералом, и общий характер кристаллизации других минералов при его доминировании будет определяться поведением компонентов пирита. Понижение кислотности в процессе тем-

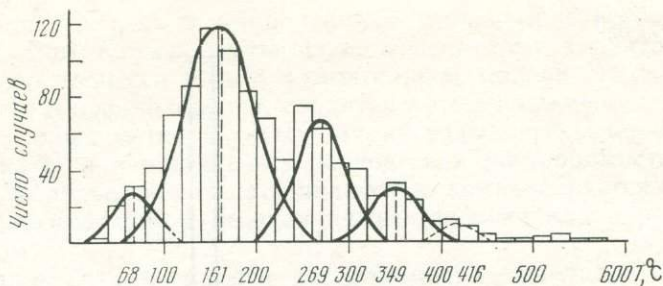


Рис. 61. Гистограмма температур образования минералов гидротермальных плутогенных месторождений [3]

пературной эволюции раствора в первую очередь приведет к осаждению наиболее кислотного минерала — пирита, а затем других сульфидов в порядке понижения их кислотных свойств.

Благодаря чрезвычайно высокой метастабильной устойчивости компонентов пирита в растворе последний способен охлаждаться до низких температур без выделения твердой фазы, особенно когда приращения кислотности в особых точках вместе со свободной концентрацией кислоты недостаточно для начала реакций с вмещающими породами. В этом случае характер кристаллизации пирита может принципиально измениться, и начало его кристаллизации будет приходиться на более низкие температуры, чем 410—340 °С; одновременно может произойти смещение максимума его осаждения.

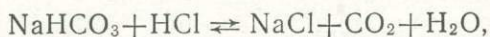
Следует подчеркнуть, что дискретный характер осаждения минералов практически не зависит от среды, поскольку сам процесс регулируется полиморфными переходами в структуре воды при понижении температуры. Любая среда, поглощающая тепло (осадочные или магматические породы, морская вода), неизбежно приведет к осаждению минералов при температурах, близких к температурам особых точек воды. Поэтому температуры кристаллизации минералов в месторождениях, формирующихся в различной геологической обстановке, оказываются сходными (рис. 61).

В длительном геологическом процессе эволюционного развития гидротермальной рудообразующей системы с дискретным осаждением минеральных ассоциаций, сопровождаемым импульсным приращением кислотности, может произойти ряд событий, способствующих разобщению в пространстве дискретных порций или, наоборот, их совмещению. Отсюда возникают различные соотношения между гидротермальными изменениями вмещающих пород и рудой. Количество импульсов кислотности и дискретного осаждения минералов в одном месторождении может соответствовать количеству особых температурных точек воды и достигать семи; возможно и меньшее их количество. Важную роль при этом играют метастабильное пересыщение растворов и некоторые другие явления. Например, затухание импульса кислотности происходит

медленнее, чем понижение температуры до следующей особой точки воды. В этом случае произойдет совмещение двух импульсов, и осаждение минералов будет характеризоваться некоторым температурным интервалом. Кроме того, в процессе развития гидротермальной системы последующие импульсы кислотности и дискретные порции вещества могут совмещаться с предыдущими, размывая границы ввиду перекристаллизации ранее осажденного вещества.

Перекристаллизация может осуществляться при любых температурах и протекать без дополнительного поглощения компонентов из раствора, даже пересыщенного по отношению к твердой фазе. Таким образом, соответствие между особыми точками воды и температурами кристаллизации минералов может быть полным, если ввести поправки на влияние давления и концентрации компонентов в реальном гидротермальном растворе. Особые точки являются тем естественным стандартом, с которым можно сравнивать надежность определения параметров рудоотложения методами термобарометрии. Таким образом, отклонение температур кристаллизации минералов от температур особых точек воды после введения соответствующих поправок возможно и должно способствовать дальнейшему развитию представлений о дискретности процесса рудоотложения.

Реализация импульсов кислотности, приводящая к образованию серицита по калиевому полевому шпату, представляет собой только частный случай возможного взаимодействия. Наиболее обычна для гидротермального рудообразующего раствора компенсация импульсов кислотности за счет внутренних перестроек раствора, смещения внутреннего равновесия. В первую очередь освобождающаяся сильная кислота взаимодействует с бикарбонатами по реакции

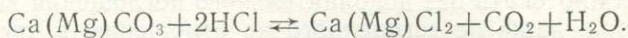


т. е. происходит переход от потенциальной кислотности к активной, а затем снова к потенциальной. Последующий импульс кислотности в другой особой точке вновь приведет к смещению равновесия вправо, в сторону образования NaCl и CO_2 .

Чем сильнее и интенсивнее идет кристаллизация сульфидов или других минералов класса солей из раствора, тем большее количество углекислоты накапливается в растворе. Углекислота, обладающая ограниченной растворимостью в воде и водных растворах, может присутствовать в виде отдельной фазы, и растущие кристаллы захватывают во включения как водный раствор, так и жидкую углекислоту. Неравномерность ее распределения во включениях приводит к выводу о гетерогенизации раствора, которая обычно связывается с флуктуацией давления. Некоторые флуктуации давления в процессе роста кристаллов возможны из-за тектонических подвижек, но только импульсным приращением кислотности можно объяснить постоянное присутствие и накопление углекислоты,

приходящееся на максимум кристаллизации минералов и повторяющееся в пределах каждого импульса (стадии рудоотложения).

Таким образом, гетерогенность включений, часто обнаруживаемая при геотермобарометрических исследованиях, может быть обусловлена дискретно-импульсным приращением кислотности рудообразующего раствора при кристаллизации минералов. Неравномерное распределение углекислоты в растущих кристаллах также будет фиксироваться, если первичный раствор не содержал бикарбонатов, но взаимодействовал с карбонатной вмещающей средой, т. е.



Поскольку на определенной стадии эволюции гидротермального рудообразующего раствора бикарбонаты щелочных металлов являются неотъемлемой его частью, такой механизм внутренней перестройки раствора должен быть широко распространен и осуществляться в первую очередь. И только позже происходит реакция взаимодействия с карбонатными или силикатными породами, но начинается она, если в растворе остается достаточная концентрация сильной кислоты. Механизм компенсации импульсов кислотности за счет внутренней перестройки самого раствора позволяет объяснить реальные случаи интенсивного рудоотложения, не сопровождаемого значительным развитием метасоматических изменений вмещающих пород. В этом случае растущие кристаллы минералов при внутренней компенсации импульсов кислотности должны содержать во включениях высокие концентрации углекислоты.

Для сопоставления характера кристаллизации минералов в экспериментальной модели и в природных условиях необходимы данные по кинетике отложения руд в реальных объектах, которые обычно отсутствуют. Этот недостаток можно восполнить, если принять следующее правило: при равномерном отборе проб на рудном объекте полученная экспериментально частота встречаемости температур гомогенизации включений (образования минералов) прямо пропорциональна массе выделившегося вещества. Это правило можно легко проверить, пользуясь данными рис. 60, и от массы осажденного минерала перейти к частоте встречаемости температур кристаллизации минералов.

Максимум осаждения каждого из минералов независим от исходного содержания компонентов в растворе и уровня потенциальной кислотности — он строго индивидуален. Отсюда, сопоставляя частоту встречаемости температур кристаллизации одного из минералов с данными геотермических измерений, можно проверить адекватность модели реальному объекту, сформированному в природных условиях, т. е. проверить справедливость предпосылок, на которых построена модель.

Геотермобарометрические данные часто характеризуют лишь продуктивные стадии минерализации, а не все месторождение в целом. Предпочтительнее результаты, полученные по образцам, отобранным на объектах систематически и равномерно, следовательно, характеризующие кинетику кристаллизации рудных масс. Наи-

более показательна в этом отношении работа М. Токунаги [35], который провел детальное исследование месторождения Тоеха. Анализировалось 111 образцов из жилы Тадзима, 28 из жилы Харима и 14 из жилы Соя. В каждом образце измерено в среднем 15 жидких включений. Принятая температура заполнения представляет собой среднее арифметическое. Наибольшая частота встречаемости температур гомогенизации соответствует примерно 180 °С для жилы Тадзима и 165 °С для жилы Харима. Для жилы Соя получена кривая бимодальной частоты с пиками около 160 и 110 °С. Результаты, полученные М. Токунаги, удовлетворительно соответствуют представлениям, вытекающим из анализа экспериментальной модели. При этом необходимо напомнить, что модель строилась на основе изменения одного фактора — температуры. В природных условиях значительная роль принадлежит кислотности и другим факторам, в результате которых закономерность кристаллизации минералов может меняться, как, например, в результате метастабильного пересыщения рудообразующего раствора.

И. П. Щербанем и др. [18] выполнены измерения температур гомогенизации минералов Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения. Установлено, что для рудного этапа существует ряд дискретных температур кристаллизации минералов. Максимум частоты встречаемости температур гомогенизации приходится на 280 °С, что также удовлетворительно совпадает с данными, полученными на моделях.

На факты соответствия температур кристаллизации минералов в эндогенных месторождениях температурам особых точек воды нами неоднократно обращалось внимание, эта закономерность связана с полиморфизмом воды. Но в данном случае важно, что максимумы температур кристаллизации в конкретных рудных месторождениях — колчеданных и полиметаллических — точно совпадают с максимумами осаждения, полученными из экспериментальных данных. Это соответствие — объективное доказательство адекватности экспериментальной модели, созданной на основе реконструкции состава гидротермального рудообразующего раствора, и достаточно надежной степени познания его свойств.

А. В. Кокиным на основании изучения нескольких тысяч проб по 14 гидротермальным разновозрастным месторождениям Якутии установлено соответствие измеренных температур образования сульфидов особым температурным точкам полиморфизма воды, поскольку выпадение этих минералов связано со структурными превращениями растворителя вне зависимости от внешних физико-химических барьеров. Иначе говоря, в точках полиморфного преобразования воды самопроизвольно создаются такие импульсные изменения кислотности растворителя, которые определяют направленность реакций в рудообразующем растворе и влияют на состав равновесной твердой фазы.

*
* *
*

В особых температурных точках наблюдаются разнообразные граничные эффекты, являющиеся следствием полиморфных превращений воды при закономерном понижении температуры рудообразующего раствора [18]. Благодаря полиморфным превращениям происходит скачкообразное изменение кислотно-основных свойств растворителя и растворенных веществ, определяющее направленность внутреннего преобразования раствора, дискретный характер осаждения минералов и реакций взаимодействия с вмещающей средой.

Особые температурные точки служат естественными границами осаждения минералов и минеральных ассоциаций при формировании рудных тел и гидротермальных изменениях вмещающих пород; при переходе через них закономерно изменяется состав гидротермального рудообразующего раствора. Ввиду различий в зависимости растворимости минералов от температуры происходит как количественное, так и качественное изменение состава выделяющихся ассоциаций при эволюционном развитии единого потока гидротермального рудообразующего раствора.

Осаждение минералов и минеральных ассоциаций происходит при определенных температурах и характеризуется перерывами, в которые процесс осаждения затухает. Дискретность процесса кристаллизации минералов сопровождается дискретно-импульсным приращением кислотности рудообразующего раствора. Компенсация импульса кислотности самим раствором за счет смещения карбонатных равновесий приводит к появлению избыточной углекислоты, к гетерогенизации раствора.

Универсальный ход гидротермального процесса, постоянство параметров рудоотложения, не зависящих от состава растворенных веществ, типа и генезиса месторождений, конкретных геологических условий и прочих особенностей рудообразования, обусловлены дискретностью кристаллизации минералов и импульсным изменением кислотности раствора в точках равенства относительной концентрации двух доминирующих структурных группировок при полиморфных переходах, происходящих в воде в процессе температурной эволюции гидротермальной рудообразующей системы.

Рудоотложение всегда совершается при химическом взаимодействии того или иного масштаба рудообразующего раствора с вмещающими горными породами. Отложение минеральных ассоциаций руд и метасоматические преобразования окружающих пород — единый химический процесс с дискретным осаждением рудных и нерудных компонентов в условиях неизбежно снижающейся температуры. Формирование эндогенного месторождения в соответствии с регрессивным длительным непрерывно-прерывистым ходом рудного процесса всегда многостадийно и характеризуется закономерной сменой высокотемпературных стадий низкотемпературными (отвечающими различным ступеням минерального равновесия), вызванной эволюцией полиморфных превращений структуры воды. Стадийность во времени всегда сопряжена с зональностью в про-

Кинетические параметры реакций

Температура T , °C	Коэффициент диффузии D , см ² /с	Энергия активации E , кДж/моль	Предэкспоненциальный множитель D_0
<i>Альбитизация микроклина</i>			
400	$0,91 \cdot 10^{-12}$	54	$1,4 \cdot 10^{-8}$
500	$2,46 \cdot 10^{-12}$		
600	$8,05 \cdot 10^{-12}$		
<i>Ионный обмен Na и K для санидина</i>			
500	$6,5 \cdot 10^{-12}$	75	$8,2 \cdot 10^{-7}$
600	$2,6 \cdot 10^{-11}$		
700	$7,4 \cdot 10^{-11}$		

странстве, когда процесс протекает в динамических условиях дифференциального движения раствора и растворенных в нем веществ.

Некоторые особенности рудообразования как мегамодульного геологического процесса

Ранее (см. гл. I) уже отмечалось, что природные геологические процессы имеют глубокое принципиальное отличие от процессов, регулируемых человеком. В первую очередь это относится к различию в длительности процессов и объемах масс вещества, участвующих в этих процессах.

ЗАВИСИМОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ОТ СКОРОСТИ ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

Если химическая реакция между веществами принципиально возможна, то она будет идти при любой температуре. Н. Ф. Челищевым было проведено изучение кинетики реакций ионного обмена щелочных металлов для санидина и альбитизации микроклина, позволившее оценить возможные температуры этих широко распространенных природных процессов (в том числе и в связи с рудообразованием) в зависимости от их длительности (скорости реакции) в реальных геологических условиях.

Данные о коэффициентах диффузии и энергиях активации (табл. 23) позволяют с помощью формулы, выражающей зависимость степени прохождения реакции от коэффициента диффузии, рассчитать продолжительность времени полного замещения для зерен различного размера:

$$\frac{N_t}{N} = \sqrt{t} \sqrt{D} \frac{6}{r \sqrt{\pi}},$$

где N_t и N — мольные проценты элементов в момент времени t

Зависимость продолжительности полного замещения (в годах) от температуры

Т°, С	Размер зерен		
	50 мкм	0,1 мм	1 мм
<i>Реакция альбитизации микроклина</i>			
50	813	12 193	1 219 313
100	59	890	88 973
200	1,3	19	1936
300	$7,1 \cdot 10^{-2}$	1,1	107
400	$2,3 \cdot 10^{-2}$	0,35	35
500	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-2}$	5
600	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	3
700	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	1,1
<i>Ионный обмен Na и K на санидине</i>			
50	32 615	489 438	48 943 836
100	878	1318	131 734
200	4	59	5906
300	0,26	4	389
400	$1,7 \cdot 10^{-2}$	0,26	26
500	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	4
600	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	1
700	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	0,36

и при достижении равновесия; D — эффективный коэффициент диффузии; r — средний размер зерен кристаллической фазы.

При полном прохождении реакции ($Nt/N_{\infty} = 1$) получим следующее выражение для продолжительности полного замещения в зависимости от коэффициента диффузии при определенном размере замещаемых зерен: $t = r^2 \pi / 36 D$.

По этой формуле с использованием экспериментально определенных значений энергии активации и предэкспоненциального множителя в уравнении Аррениуса может быть рассчитана длительность полного замещения зерен данного размера при любых температурах. Были проведены расчеты времени полного прохождения реакций альбитизации микроклина и обмена натрия и калия для санидина при размере зерен 50 мкм, 0,1 и 1 мм (табл. 24).

Эти данные показывают, что обе реакции значительно замедляются с понижением температуры. Однако в геологическом масштабе времени даже при температурах ниже 100°С они имеют достаточно большие скорости для того, чтобы и тот и другой процессы были реально осуществлены (рис. 62). Так, при температуре 50°С продолжительность полной альбитизации зерна микроклина размером 50 мкм составляет менее 1 тыс. лет. С увеличением размера зерен продолжительность полной альбитизации заметно возрастает, но для зерна размером даже в 1 мм она составляет только миллион лет с небольшим. Ионнообменная реакция щелочных

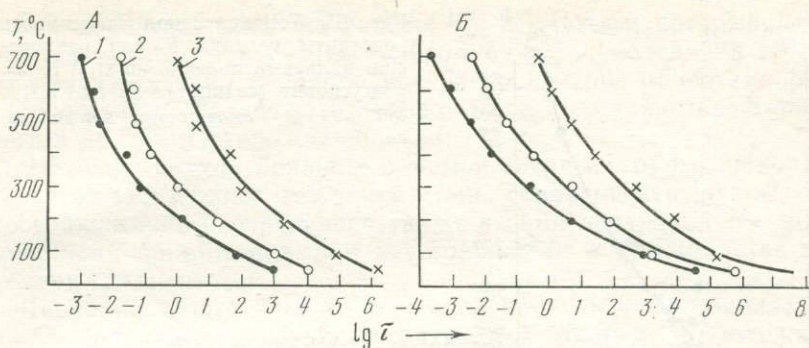


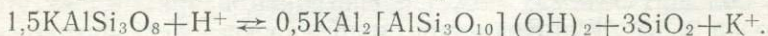
Рис. 62. Соотношение времени (τ , лет) альбитизации микроклина (А) и времени ионного обмена калия и натрия на сандине (Б) и температуры.

Размер зерна: 1 — 50 мкм; 2 — 0,1 мм; 3 — 1 мм

металлов с участием санидина протекает еще медленнее с понижением температуры. Но и для нее процесс обмена в геологическом масштабе времени происходит сравнительно быстро и составляет для зерен размером 50 мкм при температуре 50 °С около 33 тыс. лет.

Таким образом, расчетная экстраполяция экспериментальных данных о кинетике обменных реакций с участием щелочных полевых шпатов для температур 400, 500, 600, 700 °С на более низкие температуры вплоть до 50 °С позволяет сделать вывод, что даже при низких температурах эти реакции в геологических условиях протекают достаточно быстро. Процессы альбитизации, широко распространенные как в связи с локальным метаморфизмом зон гидротермальной деятельности и рудообразованием, так и в связи с региональным метаморфизмом, вполне могут осуществляться при температурах менее 100 °С. Этот вывод касается также процессов амфиболитизации и биотитизации, о чем, в частности, может свидетельствовать полная сохранность аргона в первичном плагиоклазе, соседствующем с новообразованиями амфибола и биотита, установленная в одном из габбро-норитовых массивов Курской магнитной аномалии.

Х. Уздовски и Х. Барнс, исследовавшие условия диагенеза осадочных пород, осуществили ряд опытов по определению зависимости константы равновесия от температуры широко распространенной в природе реакции преобразования калиевого полевого шпата в серицит (мусковит) и кварц (рис. 63):



Показано, что и при низких температурах (30—60 °С) это превращение может протекать достаточно быстро — даже за небольшое время эксперимента. Так, в процессе опыта, продолжавшегося 21 день при температуре 60 °С и концентрации KCl, равной 0,012 М, количество разложившегося твердого вещества составило 0,001 мг/день. Таким образом, кварц-серицитовые метасоматиты,

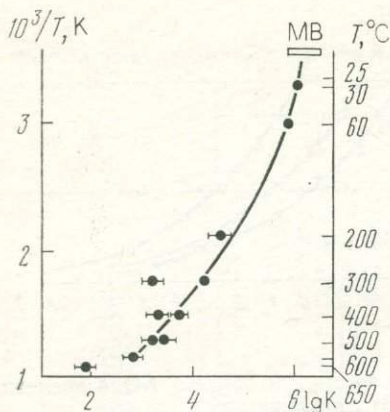


Рис. 63. Температурная зависимость константы реакции K для равновесия: калиевый полевой шпат + H^+ \rightleftharpoons мусковит (серицит) + кварц + K^+ . МВ: aK^+/aH^+ соответствует морской воде

например, характерные спутники колчеданного оруденения, не могут служить доказательством участия в образовании руд гидротерм, нагретых до температур в несколько сотен градусов. Для них достаточно температур массового диагенеза осадков. Условия равновесия реакции, определяемые отношением активностей калия и водорода $K = aK^+/aH^+$ при температурах $60^\circ C$ и ниже, соответствуют aK^+/aH^+ морской воды (см. рис. 63).

ОСОБЫЕ УСЛОВИЯ БОЛЬШИХ ОБЪЕМОВ ВЕЩЕСТВА

В больших объемах вещества создается неоднородное тепловое поле с неустойчивым в пространстве и во времени градиентом температуры, который приводит как к одновременному (объемная кристаллизация), так и к последовательному (последовательная кристаллизация) отложению в разных частях объема разнотемпературных минеральных (рудных) парагенезисов, отвечающих различным ступеням равновесия, рассматриваемым обычно как разные стадии процесса. Многокомпонентные системы в больших объемах характеризуются особенностями одновременного переноса тепла и перераспределения растворенного вещества. Образующиеся кристаллические массы, имеющие различную физическую природу и разные пространственные масштабы, обладают большими структурными и концентрационными несовершенствами, которые особенно подчеркиваются распределением примесей.

В больших объемах может происходить, например, как это исследовал К. А. Жук-Почекутов на Качарском железорудном месторождении, кристаллизация магнетитовых руд (ассоциация магнетит + пироксен) в высокотемпературной зоне непосредственно из расплава, а в окружающем более низкотемпературном пространстве идет одновременное отложение магнетита метасоматическим путем. Исследования пространственного распределения палеотемператур на рудных месторождениях весьма немногочисленны.

Можно сослаться лишь на работы Ю. В. Ляхова, который, на основании массового изучения газово-жидких включений в минералах показал весьма неоднородное распределение палеотемператур и причудливый характер палеоизотерм в пространстве Дарасунского и других месторождений.

Давление внутри больших объемов твердых горных пород, где формируются рудные месторождения, совокупности рудных тел, пространственно распределено также весьма неоднородно с неравномерными напряжениями и неустойчивыми в пространстве и во времени градиентами.

Давление, существующее в земной коре, обычно принято оценивать величиной нагрузки, создаваемой толщей вышележащих пород. При средней плотности горных пород в интересующей нас зоне $2,6\text{--}2,7\text{ г/см}^3$ гидростатическое давление (P) на глубине 5 км определяется в $127\text{--}132$ МПа. Однако, принимая это значение за среднюю величину, которую можно использовать при приближенных расчетах, следует учитывать, что давление нагрузки на определенной глубине будет постоянным от точки к точке только при условии, если эта нагрузка создается жидкостью. В твердом каркасе горных пород давление не всюду будет однородным. Реально возникающие напряжения могут значительно отличаться от гидростатического давления.

Систему напряжений в данной точке можно представить в виде трех взаимно перпендикулярных главных напряжений, одно из которых направлено вертикально. В то же время всякое напряжение может быть разложено на среднее из трех главных напряжений, равное гидростатическому давлению, и систему срезающих касательных напряжений, являющихся мерой отклонения напряжений от симметрии. Главные напряжения могут отличаться друг от друга не более чем на $2S$, где S — максимальное касательное напряжение, которое может выдержать данная горная порода. Отсюда среднее давление, равное одной трети суммы трех главных напряжений, должно лежать в пределах $P \pm 4/3 S$ [3]. По экспериментальным данным, полученным Е. Робертсоном и другими, максимальное касательное напряжение различных силикатных горных пород и минералов равно величине испытываемого ими всестороннего давления.

Таким образом, при $S = P$ максимальное среднее давление, определяемое в $7/3 P$, на глубине 1 км может быть свыше 60 МПа, а на глубине 5 км более 300 МПа, что при обычных расчетах должно отвечать в первом случае глубине более 2 км, а во втором — свыше 11 км. Минимальное среднее давление, рассчитанное таким способом, на всех глубинах имеет отрицательное значение, что свидетельствует о теоретической возможности проявления растягивающих усилий до 50 МПа и образования разреженных полостей при этом. Насколько это реально, судить трудно, хотя П. Бриджмен и показал экспериментально способность полостей в горных породах выдерживать давления значительно больше 300 МПа.

Давление, испытываемое поровым раствором, в общем случае меньше давления на породу, которое в силу жесткости последней может не передаваться полностью на раствор не только при подвешенном, но и при насыщенном режиме заполнения пор. Оно не может быть просто приравнено, как это делается иногда, и к давлению столба воды, соответствующего глубине нахождения раствора, так как это требует объединения всех пор, лежащих выше, вплоть до поверхности, в единое пространство, равномерно заполненное жидкостью. К этому следует еще добавить, что в тонких порах, играющих немалую роль в рудообразовании, давление раствора осложняется капиллярными явлениями. Движущиеся вверх поровые растворы обладают давлением, создаваемым магматическими или интрателлурическими газами, значительно превышающим давление каркаса.

Учитывая такую большую неопределенность, к оценке давления и особенно глубины образования по давлению в газовой-жидких включениях нужно подходить осторожно, тем более, что и используемые минералы и месторождения в целом, которым принадлежат эти минералы, располагаются обычно на участках пониженного давления, т. е. заведомо отклоняющегося от среднего. Это относится в равной степени и к оценке глубинности пород, их структурно-текстурным особенностям и другим косвенным признакам.

О незатронутых аспектах

1. В одной книге нельзя осветить все стороны проблемы образования рудных месторождений. В частности, за пределами рассмотрения остался такой важнейший аспект, как *эволюция рудообразования* в истории геологического развития земной коры и Земли в целом. Здесь в первую очередь следует сослаться на исследования В. И. Смирнова [31], который много сделал для решения этой проблемы. Основные выводы из выявленных им закономерностей сводятся к следующему. В истории геологического развития выделяется 11 металлогенических этапов (рис. 64). Начальным стадиям этих этапов соответствует базальтоидная металлогения, конечным — гранитоидная. Базальтоидное рудообразование впервые в истории земной коры возникло на рубеже 3500 млн. лет, гранитоидное — 2500 млн. лет.

В дальнейшем происходило закономерно повторяющееся чередование базальтоидного и гранитоидного рудообразования, позволяющее наметить основные металлогенические эпохи. Раз возникшие генетические группы и классы эндогенных рудных месторождений повторялись во всех последующих эпохах и не вымирали до конца геологической истории.

П. Лазничка (1973 г.), используя данные, относящиеся к пяти тысячам месторождений двенадцати цветных металлов, рассмотрел распределение их запасов в геологическом времени. Получен-

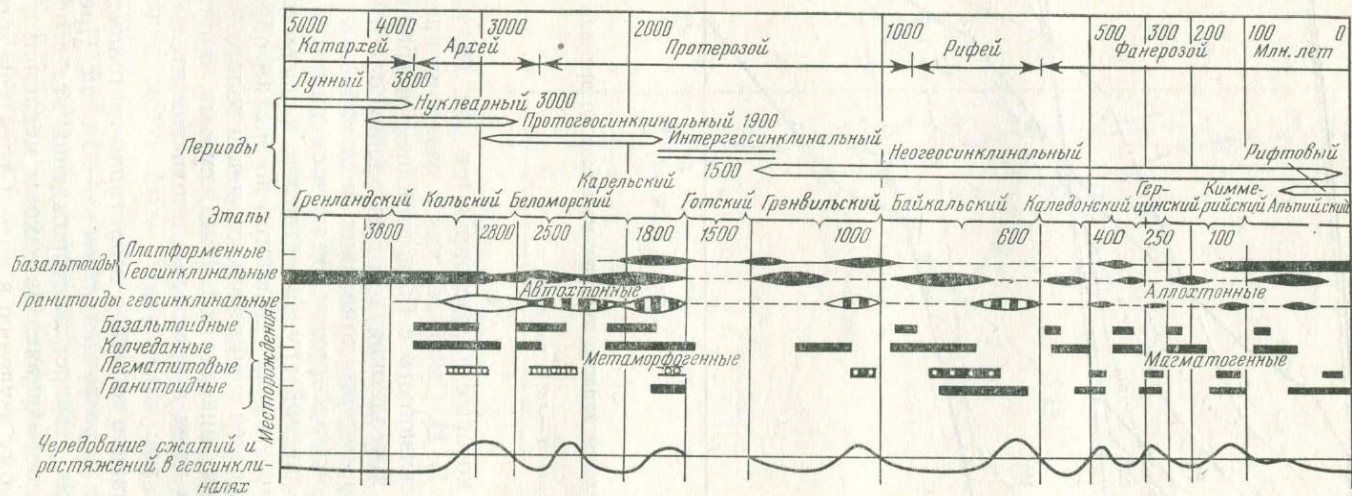


Рис. 64. Этапы эндогенного рудообразования. По В. И. Смирнову

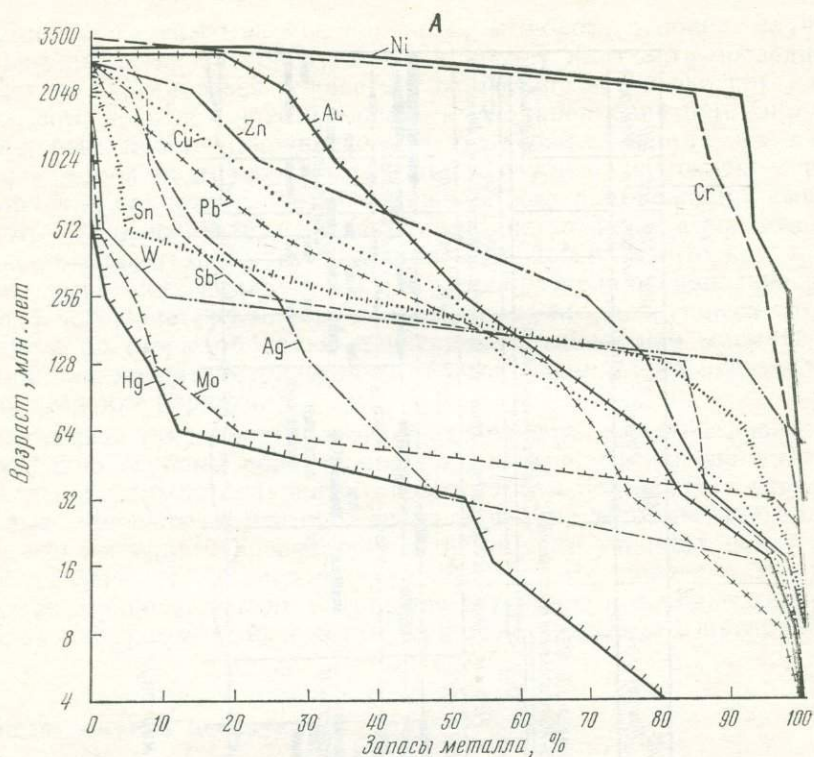
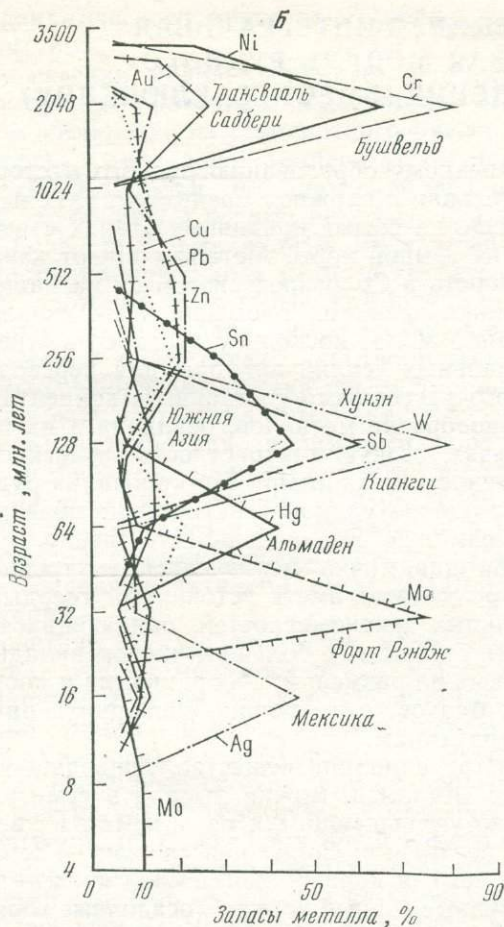


Рис. 65. Распределение запасов цветных металлов во времени. По П. Лазничка.

А — кумулятивные кривые; Б — гистограммы

ные результаты, которые иллюстрируются рис. 65, подтверждают основные выводы В. И. Смирнова как в различии времени появления оруденения, связанного с базальтоидным и гранитоидным магматизмом, так и в неоднократном повторении однотипного оруденения в период от первого появления и до кайнозоя. Исследованные металлы в своем распределении во времени резко разделяются на две группы. К первой группе металлов, запасы которых более или менее равномерно распределяются по эпохам образования месторождений, относятся цинк, медь, свинец и золото. Металлы второй группы — хром, никель, вольфрам, сурьма, олово, ртуть, молибден и серебро дают в отдельные эпохи значительные всплески в накоплении (см. рис. 65).

2. Не было сказано ничего о *структурно-тектонических условиях рудоотложения и размещения месторождений*. Представляется, что с точки зрения генезиса месторождений эта сторона одна из наиболее ясных, опирающаяся на законы механики и поддающаяся непосредственному изучению в поле. Структуры и геологические



позиции рудных полей и месторождений описаны в многочисленных оригинальных работах, во многих монографиях и специальных руководствах. Ко всему известному автору нечего добавить, разве только подчеркнуть, что в основе подавляющего большинства месторождений, носящих эпигенетический характер, лежит *элементарная трещина*, дающая многочисленные и разнообразные сочетания и комбинации в зависимости от геологической позиции рудного поля, происхождения и типа рудоконтролирующих элементов. Сочетания трещин могут быть универсально простыми (редкие одиночные трещины или же более распространенные их параллельные серии), весьма сложными и даже причудливыми. Крупные тела сплошных руд, как уже говорилось ранее, образовывались с использованием растворами серий параллельных трещин или их более сложных комбинаций.

Глава VII. ЕДИНАЯ ИНТЕГРАЛЬНАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ)

Непосредственному образованию рудного месторождения предшествует длительная и сложная предыстория. Гены будущей руды зарождались еще на самых начальных этапах становления Земли и формирования земной коры. Металлы имеют изначально малую распространенность в Солнечной системе и на нашей планете. Вероятность возникновения их промышленных скоплений в земной коре чрезвычайно мала, поскольку это всегда требует дополнительных специальных усилий природы для перевода металлов из их естественного рассеянного состояния в концентрированное. Несмотря на разнообразие металлов, различия в их поведении и генетических связях, резкую контрастность геологической обстановки, многочисленность механизмов формирования рудных тел и прочих условий, создание единой генетической модели рудного процесса вполне возможно. Эта модель, естественно, будет интегральной, со сложной динамично меняющейся внутренней структурой. Такая структура должна иметь устойчивый твердый каркас главных универсальных закономерностей, опирающихся на общие законы геологии и геохимии, с большим числом вкладываемых в этот каркас различных по размерам, субординации и координации взаимозаменяемых блоков, отвечающих конкурирующим переменным факторам и параметрам.

На пути дифференциации вещества, приводящей к селективному накоплению металлов, можно выделить семнадцать ступеней, последовательно уменьшающихся по объемам и увеличивающихся по степени концентрации: Солнечная система — Земля — зоны-оболочки Земли — земная кора — слои земной коры — геоструктурные зоны — изверженные горные породы (осадочные горные породы) — рудовмещающие геологические формации — рудные провинции — рудные формации — рудные узлы — рудные поля — рудные месторождения — рудные тела — минеральные типы руд — мономинеральные рудные скопления — геохимические ассоциации элементов в отдельных минералах. Каждой ступени соответствует свой уровень (ранг) зонального распределения вещества как отражение всеобщего геохимического закона зональности. Интегральная модель рудного процесса в целом включает в себя субмодели дифференциации и концентрации металлов, отвечающие каждой из перечисленных выше ступеней, которые, дробясь последовательно вкладываются своими совокупностями в предыдущие.

Модель должна отражать тип геодинамического процесса, в ходе или вследствие которого возникают различные рудные формации (рифтинг, спрединг, субдукция, обдукция, коллизия, «горячие точки», апвеллинг и др.). На уровне полиметальной рудной провинции (структурно-металлогенетической зоны) месторождения различных металлов и различных генетических групп связываются

единством геодинамического процесса становления и эволюции единой геоструктуры.

Единая генетическая модель учитывает, что рудообразование как химический процесс происходит в достаточно стандартной физико-химической обстановке из стандартного рудообразующего раствора в стандартных диапазонах температуры и давления в условиях стандартной физической и химической среды (силикатные горные породы, карбонатные горные породы). Все это обуславливает широкую конвергентность рудных минеральных парагенезисов. Стандартность условий и хода рудного процесса и создает тот единый каркас, вложение в который комбинаций тех или иных переменных составляющих, подбираемых из большого их многообразия по изложенной ниже схеме, дает возможность подойти к генетической модели образования любого месторождения. Указанная схема может быть расширена путем включения в нее наряду с рассматриваемыми изолированно процессами, порождающими рудообразование, источниками рудного вещества и рудообразующего раствора их непрерывных сочетаний. В первую очередь это относится к сочетанию магматизма и метаморфизма, а также постмагматических, интрателлурических и рециркулирующих морских вод при главенстве последних, захватывающих металлы на всем пути своего продвижения.

Понятие «генетическая модель» еще недостаточно привычно для исследователя рудных месторождений. Однако мы располагаем весьма обширным материалом, характеризующим, с одной стороны, возможные процессы и условия зарождения рудоносных растворов, а с другой — свидетельствующим о большой стандартности, универсальности многих сторон рудного процесса. Это позволяет не только рассуждать о генетических моделях рудных месторождений и формаций, но и перейти к практическому их созданию.

Моделирование — один из достаточно распространенных приемов научного познания. Оно базируется на умозаключении по аналогии, но аналогия, как известно, дает вероятностное знание, требующее проверки на практике. Конструируя модели, особенно мыслительные — генетические, необходимо не упускать из виду тот факт, что, как бы хороша ни была модель, она лишь приближенно отображает исследуемый объект, огрубляет и упрощает его. Модель и оригинал не тождественны, а только сходны. Однако применение метода моделирования дает возможность глубоко исследовать построенную модель, получить с ее помощью необходимую информацию, а главное — практически использовать ее в функциях объектов модели и природного оригинала, модели и предметов прогноза, поскольку аналогия полезна уже тем, что она наводит на догадки.

Нельзя не считать вслед за В. А. Кузнецовым и др. [4], что генетические модели рудных формаций должны охватывать всю совокупность факторов и процессов, приводящих к формированию рудных месторождений, включая источники металлов и рудообразующих растворов, формы и условия переноса в область рудоот-

ложения, причины и условия концентрации. Единая генетическая модель рудного месторождения (рудной формации) как целеустремленной самоорганизующейся системы должна слагаться именно совокупностью частичных (частных) моделей — субмоделей. Отдельные рудные месторождения или формации однотипных месторождений возникают при благоприятном сочетании различных природных явлений и процессов. Соответствующие им генетические модели слагаются из того или иного набора субмоделей взаимозаменяемого содержания: в различных геологических ситуациях будут осуществляться лишь их различные комбинации. Единая генетическая модель эндогенного рудного месторождения должна представлять собой совокупность таких субмоделей, которые опираются как на переменные, так и на постоянные составляющие.

Поскольку модель упрощена по сравнению с природными объектами, она легче поддается формализации. Типовые (модельные) генетические формулы рудных месторождений, включающие в себя переменные и постоянные компоненты, должны содержать характеристику, в первую очередь, следующих главных генетических факторов и параметров:

А — глубинность зарождения геологического процесса, порождающего рудообразование;

Б — тип геодинамического процесса, порождающего рудообразование;

В — тип геологического процесса, порождающего рудообразование;

Г — источник рудного вещества;

Д — источник рудообразующего раствора;

Е — источник энергии рудного процесса;

Ж — рудообразующий раствор (J_p — растворитель $J_{ж}$ — жидкое растворенное вещество, J_r — растворенный газ);

З — среда отложения;

И — механизм отложения;

К — зональность;

Л — взаимодействие с вмещающими породами;

М — термодинамическая обстановка рудоотложения.

Существенное генетическое различие рудных месторождений обусловлено как разнообразием геологических процессов, порождающих рудообразование, так и возможными сочетаниями трех источников: источника металлов (рудного вещества); источника рудообразующих растворов — среды, мобилизующей и переносимой рудное вещество; источника энергии, приводящей в движение механизм мобилизации и переноса.

Глубинность геологических процессов, порождающих рудообразование (А). Процессов, специально приводящих только к образованию рудных месторождений, в природе не существует. Рудообразование — явление частное, дополнительное, сопровождающее различные планетарные эндогенные и экзогенные геологические процессы. Таким образом, генетическая формула месторождения на одном из первых мест должна содержать показатель, отвечаю-

щий на вопрос о том, с каким типом геологического процесса и с какой возможной глубиной его зарождения связано образование данного рудного объекта.

Заметный прогресс в познании глубинного строения земной коры и верхней мантии, совершенствование наших представлений о происходящих в оболочках Земли процессах и явлениях позволяют в настоящее время среди эндогенных процессов, важных и интересных с точки зрения попутного рудообразования, по глубинности зарождения (А) различать внутрикоровые (A_1), мантийно-коровые (A_2), верхнемантийные (A_3) и глубинно-верхнемантийные (A_4) процессы; предполагается, что первоисточником энергии всех этих процессов является внутреннее тепло Земли, тепло мантии.

Геодинамические обстановки (Б). Для геодинамических обстановок рудообразования (Б) можно принять систематику А. Митчела и М. Гарсона [17], наиболее близко отражающую действительное положение вещей. Выделяются: континентальные горячие точки (B_1); внутриконтинентальные рифты (B_2), связанные с горячими точками — B_{2a} , образующиеся при столкновении континентов — $B_{2б}$; пассивные континентальные окраины (B_3); внутриконтинентальные бассейны (B_4); океанические хребты (B_5); океанические впадины (B_6); океанические трансформные разломы (B_7); океанические линейные цепи островов и подводных гор (B_8); зоны субдукции (B_9), включающие глубоководные желоба — B_{9a} , внешние дуги — $B_{9б}$, магматические (вулканические) дуги — $B_{9в}$, (океанико-континентальные — $B_{9в1}$ и океанические — $B_{9в2}$), внешние прогибы — $B_{9г}$, тылово-дужные магматические — $B_{9д}$ и тылово-дужные надвиговые пояса — $B_{9е}$; платформенные краевые бассейны — $B_{9ж}$ (в областях сжатия — $B_{9ж1}$ и растяжения — $B_{9ж2}$), тылово-дужные краевые бассейны — $B_{9з}$, междуговые прогибы — $B_{9и}$; зоны столкновения плит (B_{10}), включающие остаточные и унаследованные бассейны — B_{10a} , сутурные зоны — $B_{10б}$, надвиговые пояса — $B_{10в}$, бассейны форланда — $B_{10г}$, бассейны хинтерланда — $B_{10д}$, межгорные трог и грабены форланда и хинтерланда — $B_{10е, ж}$; трансформные разломы и линеаменты (B_{11}), связанные с субдукцией, на континентальных окраинах — B_{11a} и островных дугах — $B_{11б}$, сюда же включаются континентальные линеаменты — $B_{11в}$.

Геологические процессы, порождающие рудообразование (В). К планетарным эндогенным геологическим процессам, порождающим рудообразование (В), относятся: плутоногенная интрузивная деятельность — коровый гранитный магматизм (B_1), верхнемантийный базальтоидный магматизм (B_2), глубинно-верхнемантийный щелочной (B_3) и щелочно-карбонатитовый магматизм и метасоматизм (B_4); вулканогенная деятельность (B_5); деятельность интрателлурических растворов (B_6); метаморфизм (B_7) и ультраметаморфизм (B_8). Процессы B_5 — B_8 могут быть подразделены, как и плутоногенная интрузивная деятельность, более подробно.

Среди эндогенно-экзогенных процессов все большее значение для рудообразования приобретают вулканогенно-осадочный (B_9) и

гидротермально осадочный (B_{10}) процессы, характеризующиеся совмещением осадкообразования с деятельностью гидротермальных рудообразующих растворов различного происхождения. Среди последних мы более или менее однозначно выделяем продукты вулканизма и соответствующие месторождения вулканогенно-осадочного типа. К экзогенным процессам принадлежат осадкообразование (B_{11}), диагенез (B_{12}) и эпигенез (B_{13}).

Источники рудного вещества (Г). Возможности для образования промышленных рудных концентраций в земной коре весьма велики и обширны с точки зрения потенциальных источников рудного вещества из-за легкой экстракции и мобилизации металлов из их первоисточников разного типа и происхождения всепроникающими мобилизаторами и транспортерами в виде вод и газов также различного происхождения. Источниками металлов (рудного вещества) могут быть и являются все те геологические образования и горные массы, которые затрагиваются перечисленными выше геологическими процессами.

Иначе говоря, источниками металлов могут быть: верхняя мантия в целом (G_1), магматический очаг в земной коре (G_2) или верхней мантии (G_{3-4}), зоны регионального метаморфизма и метасоматизма (G_5), зоны ультраметаморфизма (G_6), океанический бассейн (морская вода) (G_7), осадочные пласты ($G_{8д}$, G_{86}), вулканогенные толщи ($G_{9д}$, G_{96}), интрузивные массивы ($G_{10д}$, G_{106}), как удаленные от мест концентрации ($G_д$), так и окружающие рудные тела (G_6).

Источники рудообразующих растворов (Д). Рудонесущая среда, главным образом нагретая вода как основной растворитель, также полигенна и представляет собой одну из важнейших переменных компонент генетической модели рудного месторождения. Сейчас стали все чаще обращать внимание на то, что рудообразующим раствором могут быть воды различного происхождения и что одним из распространенных факторов непосредственного отложения руд может являться смешение разных вод. Установить источник растворов в данном случае не менее важно, чем источник рудного вещества.

В формировании эндогенных месторождений участвуют следующие генетические типы вод: магматические (D_1), интрателлурические (D_2), метаморфические (D_3), метеорные (грунтовые) (D_4), реликтовые, (пластовые) (D_5), океанические (морские) (D_6). Их сочетание дает комбинации различных смешанных (D_c) вод.

Полигенность и конвергентность эндогенных рудных месторождений также определяются разнообразием агрегатных форм рудного вещества и механизмов выноса металлов из первоисточников. С точки зрения общей генетической модели эти переменные имеют второстепенное значение. Однако возможность их различия расширяет степень информативности модели и углубляет познание рудного процесса в целом. В этом случае с уверенностью можно говорить не только о водной рудонесущей среде, но и о переносе металлов в виде рудных расплавов (D_7) или газовых флюидов (D_8).

Источники энергии рудного процесса (Е). В проблеме рудообразования наименее освещен вопрос об источниках энергии, обеспечивающих длительный ход этого процесса с благоприятным завершением в виде крупных скоплений промышленных руд. Не вникая особенно в суть дела, мы обычно ограничиваемся пониманием того, что на фоне огромных энергетических затрат на общепланетарные геологические процессы, неизбежно их сопровождающие процессы рудообразования значительно менее энергоемки и не требуют каких-то особых дополнительных энергетических усилий. Однако и здесь все не так просто, о чем свидетельствует, в частности, исследование В. И. Смирнова [30], посвященное рассмотрению энергетических основ постмагматического рудообразования.

Рудообразующий раствор (Ж). Реальный рудообразующий раствор всегда представляет собой гетерогенную систему: растворитель — жидкое растворенное вещество — растворенный газ. Наибольшее внимание уделяется изучению состава и поведения растворенных веществ в жидкой фазе, хотя не меньшее значение для рудообразования имеют и растворенные газы, и свойства самого растворителя — воды.

Растворитель (Ж_р). Как уже было сказано, универсальным растворителем, извлекающим металлы из первоисточника и осуществляющим их перенос к месту рудоотложения, является вода. Универсальный ход гидротермального процесса, постоянство параметров рудоотложения независимо от состава растворенных веществ, типа и генезиса месторождений, конкретных геологических условий и прочих особенностей рудообразования обуславливаются в первую очередь изменением свойств единого растворителя — воды. Структурные преобразования, последовательно происходящие в воде с понижением температуры, определяют направленность реакций в гидротермальном рудообразующем растворе, смену типов и изменение состава комплексных соединений металлов, диссоциацию электролитов, характер и ход взаимодействия раствора с вмещающей средой, а также прочие явления.

Таким образом, все многообразие параллельных и последовательных реакций, протекающих в динамической гидротермальной системе, регулируется полиморфизмом воды и скачкообразным изменением ее структуры в области особых температурных точек [18]. Дискретный характер осаждения минералов практически не зависит от среды, в которой происходит отложение, поскольку сам процесс регулируется полиморфными переходами в структуре воды при понижении температуры. Поэтому температуры кристаллизации минералов в месторождениях, формирующихся в разной геологической обстановке, оказываются сходными, близкими к температурам особых точек воды.

Жидкое растворенное вещество (Ж_ж). Рудообразующий раствор имеет весьма сложный многокомпонентный состав, включающий всегда несколько десятков растворимых соединений металлов. Достаточно сказать, что в геохимической поиско-

вой практике в качестве индикаторов первичных ореолов используются закономерности поведения до 15—20 химических элементов одновременно. Общеизвестно, что единственной возможностью эффективной концентрации большинства металлов в эндогенных месторождениях является перенос их в виде комплексных ионов и молекул. Стандартность рудоотложения при универсальной ее зональной последовательности связана именно с тем, что осаждающиеся металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией.

Особо важная роль в рудоносном растворе принадлежит галогидным, в основном хлоридным, комплексам тяжелых и щелочных металлов. Важнейшее значение для стандартности рудоотложения имеет буферный характер раствора, в котором главенствующие компоненты поддерживают pH среды на необходимом уровне. Вероятно, одним из наиболее распространенных буферов служит реакция сульфид — сульфат.

Растворенный газ (J_r). Уже сложилось достаточно устойчивое представление о гидротермальном рудообразующем растворе как о газированной жидкости с неизменным и довольно значительным содержанием газовой составляющей, обычно углекислоты. Однако в высокотемпературных гидротермальных растворах широко распространены и сернистый газ, играющий весьма существенную роль при формировании многих важных типов эндогенных месторождений.

Оставляя в стороне возможную роль растворенной углекислоты в генетической типизации рудных месторождений, необходимо обратить внимание на весьма принципиальное значение в этом случае наличия сернистого газа в рудообразующем растворе. Отчетливо различаются две группы сульфидных месторождений, применительно к колчеданной формации названные гомогенной и гетерогенной. Гомогенные сульфидные месторождения (J_{r1}) образуются из гидротермальных растворов, содержащих наряду с металлами в достаточном количестве и ювенильный сернистый газ. В растворе, приводящем к возникновению гетерогенных сульфидных месторождений (J_{r2}), сернистый газ отсутствует. Для отложения полиметаллов сера обязательно должна заимствоваться из замещаемых в этом случае протопиритов, образованных ранее любым путем.

Среда отложения (З). Чаще всего рудоотложение происходит в неравномерно-пористой среде твердых силикатных пород ($З_1$), в меньшей степени при замещении карбонатных пород ($З_2$), а также в морской (озерной) воде ($З_3$). Вторичные осадочные месторождения образуются при диагенезе осадков ($З_4$), их обезвоживании и уплотнении с участием местных поровых вод или же при эпигенезе ($З_5$) с участием пришедших вод. Для силикатной среды характерно широкое химическое взаимодействие между раствором и твердой горной породой с преобладающим распространением ионного обмена. В карбонатной среде первичными в рудоотложении являются физические свойства пород, более легко (по сравнению с ок-

ружающими силикатными породами) поддающихся хрупкой деформации и создающих тем самым весьма благоприятные условия для притока раствора и последующего осаждения рудного вещества на месте растворяющегося известняка или доломита. В морской воде рудный ил осаждается в условиях устойчивого электрического поля, которое влияет на распределение и перераспределение металлов.

Механизм отложения (И). Рудное месторождение включает в себя рудное тело и первичный геохимический ореол, составляющие генетически и временно-пространственно единое целое; различие между ними заключается лишь в уровне концентрации главных металлов. В основе рудоотложения лежит трещинный метасоматоз, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со сложным движением раствора в пористой среде. Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство отложения создают хроматографическую систему, в которой в условиях снижающейся температуры проявляются адсорбция, диффузия, ионный обмен и некоторые другие процессы фракционирующего, осадительного, гидролизующего, окислительно-восстановительного, комплексообразующего и комплексоразрушающего действия. Результатом всех этих процессов является зональность рудных тел и особенно геохимических ореолов с закономерно последовательной сменой осажденных соединённых металлов в направлении движения растворов.

Эндогенное рудообразование протекает в условиях неизбежного снижения температуры от 600 до 50—30 °С. При движении растворов и рудоотложении для температурного интервала 600—300 °С характерно активное гидролитическое разложение силикатных пород с экстракцией раствором щелочных, щелочноземельных и прочих металлов, с обязательным участием водородных ионов, которые в эквивалентных количествах замещают эти металлы. Этот этап кислотного выщелачивания, начиная с температуры примерно 400 °С, сопрягается с этапом дискретного осаждения рудных компонентов, максимумы последовательных стадий которого отвечают областям температур особых точек воды (°С): 410, 340, 270, 225, 165, 100, 80, 40. Наилучшим образом дискретность кристаллизации объясняется именно в рамках полиморфных превращений, происходящих в воде в этих особых точках: температура структурных переходов воды достаточно хорошо согласуется с эмпирическими данными температурных проявлений дискретности в выделении самых различных минералов.

Таким образом, регрессивный длительный непрерывно-прерывистый ход рудного процесса обуславливает многостадийность формирования эндогенного месторождения с закономерной сменой высокотемпературных стадий более низкотемпературными, отвечающими различным ступеням минерального равновесия.

Всегда, когда процесс протекает в динамических условиях дифференциального движения раствора и растворенных в нем ве-

ществ, стадийность во времени сопрягается с зональностью в пространстве.

Зональность (К). Универсальная устойчивая зональность — органичное свойство рудного процесса. Она неизбежно проявляется на разных уровнях организации рудного вещества: первичного геохимического ореола, рудного тела, рудного месторождения, рудного поля, рудного узла, рудной провинции.

Первичный геохимический ореол — характерная неотъемлемая часть рудного месторождения, непременная компонента любой модели. При определенной общности и универсальности геохимические спектры ореолов месторождений литофильных (K_1), сидерофильных (K_2) и халькофильных (K_3) металлов заметно различаются. Первую группу составляют преимущественно редкоземельные пегматитовые, грейзеновые, апогранитовые, скарновые, метасоматические месторождения, связанные с кислым магматизмом и метасоматизмом. Ко второй относятся главным образом магнетитовые месторождения. Наиболее разнообразно и обширно представлены месторождения третьей — халькофильной группы, включающей в себя помимо меди и полиметаллов генетически разнообразные месторождения золота, вольфрама, молибдена, олова, флюорита и другие, содержащие примесные сульфиды.

Для всех трех групп характерны восемь сквозных элементов-индикаторов, сохраняющихся всюду одну и ту же зональную последовательность (от тыла к фронту): олово — молибден — кобальт — никель — медь — цинк — свинец — барий. Наличие ассоциации этих сквозных элементов дает возможность видеть не только зональную последовательность распределения элементов внутри отдельных геохимико-генетических групп месторождений, но и последовательность их ореольных ассоциаций относительно друг друга в целом — их выстраивание в единый пространственно-генетический ряд. Совершенно закономерно индикаторы-литофилы, связанные с более высокотемпературными (или более глубинными) месторождениями, своим рядом предворяют ряд халькофилов [19].

Аналогичная зональность главных промышленных металлов стандартно проявляется и по вертикали, и по латерали при формировании рудных тел, месторождений, рудных полей, в региональном распределении месторождений в рудной провинции, что было четко подмечено еще В. Эммонсом и его предшественниками.

Взаимодействие с вмещающими породами (Л). Рудообразованию всегда сопровождается широкими метасоматическими преобразованиями силикатных пород, захватывающими весьма большие их объемы. Активное гидrolитическое разложение силикатов приводит к формированию различных по составу зон околорудных метасоматитов, представляющих, подобно геохимическим ореолам, одну из важнейших компонент генетической модели рудной формации. Околорудным метасоматитам посвящена обширная литература, многочисленны и их вещественно-генетические классификации. Если принять за основу классификацию гидротермально-метасоматических формаций, предложенную для практической, прогноз-

ной цели Д. В. Рундквистом [13], то должны быть выделены и учитываться четырнадцать следующих генетических субмоделей продуктов взаимодействия рудоносного раствора с силикатными вмещающими породами: пропилиты (L_1), вторичные кварциты (L_2), аргиллизиты (L_3), турмалин-хлоритовые метасоматиты (L_4), березиты (L_5), гумбеиты (L_6), серпентиниты (L_7), уралиты (L_8), магнезиальные скарны (L_9), известковые скарны (L_{10}), грейзены (L_{11}), фельдшпатолиты (микроклиниты, альбититы) (L_{12}), фениты (L_{13}). В формацию березитов входят также и листвениты.

Термодинамическая обстановка рудоотложения (M). Несколько слов о температурах и давлениях, при которых происходит рудообразование.

Температура. Рудообразование — процесс длительный, протекающий в условиях снижающейся температуры, интервал которой составляет несколько сотен градусов (от 600 до 30 °C). При формировании крупного месторождения может возникнуть температурный градиент по вертикали и в объеме. В отдельных случаях в соответствии с начальной температурой процесса отложения руд можно выделить высокотемпературные (M_{T1}), среднетемпературные (M_{T2}) и низкотемпературные (M_{T3}) месторождения.

Давление. В ходе рудоотложения давление может значительно варьировать и во времени, и от точки к точке пространства. Объективных методов его массовой оценки не существует.

Давление, существующее в какой-либо точке земной коры, принято оценивать величиной нагрузки, создаваемой толщей вышележащих пород. Однако в твердом каркасе горных пород давление всегда будет неоднородным. Реально возникающие напряжения могут значительно отличаться от гидростатического давления. Например, на глубине 5 км гидростатическое давление (давление нагрузки) составляет 130—135 МПа/см², максимальное среднее давление — более чем 300 МПа/см², а минимальное — может быть даже отрицательным до 50 МПа/см², что свидетельствует о возможности проявления растягивающих усилий и образования разреженных полостей.

Максимальное касательное напряжение, которое выдерживает данная горная порода по экспериментальным данным, для силикатных пород равно величине испытываемого ими всестороннего давления. Максимальное касательное напряжение карбонатных пород ниже, чем силикатных. При переслаивании этих пород пласты известняка всегда будут создавать значительную разрядку напряжений, которая при гидростатическом давлении менее 100—140 МПа/см² приводит к хрупкой деформации, а при больших давлениях — к деформации пластичной. Такое различие физико-механических свойств двух типов пород и предопределяет локализацию рудных тел в скарновых и иных рудных полях именно в прослоях известняка. Первопричина рудоотложения здесь — физические свойства, а не легкость растворения известняка.

Заключение. Формула генотипа. Стандартность условий рудоотложения и хода рудного процесса открывает дорогу попыткам

конструирования генетической модели месторождения на основе единого каркаса с попеременным вложением в него комбинаций тех или иных переменных составляющих, сменных субмоделей, подбираемых из описанного выше их многообразия.

Анализ модельных показателей отдельных месторождений рудных формаций, их групп и классов в конечном итоге должен приводить к синтезу самих этих показателей, который может быть выражен определенной формулой генотипа рудного месторождения, рудной формации. Эта формула в зависимости от полноты и степени исчерпанности наших знаний может быть полной или частичной. Так, например, формула генотипа скарново-магнетитового месторождения горы Высокой на Урале будет такова:

$$\Gamma_T = f(A_3, B_{10}, B_6, G_1, D_2, Ж_{ж}, Z_{1-2}, K_2, L_{9-10}) + E, И, М,$$

а формула вулканогенно-осадочного полиметаллического месторождения Жайрем

$$\Gamma_T = f(A_5, B_{9в}, B_5, G_3, D_{с 1+6}, Ж_{ж}, Z_3, K_3, L_1) + E, И, М.$$

Итак, вместо заключения в качестве итога рассмотрения общих условий рудообразования предложена модель рудного месторождения. Она дифференцирована с широким набором взаимозаменяемых природных параметров и условий и в то же время интегральна в конкретном выборе однозначного комплекса последних, относящихся к какой-либо определенной генетической группе месторождений. Модель незамкнута: в нее можно включать любые новые параметры, новые субмодели, уточнять и детализировать любые ее составные части и, наоборот, из нее можно исключать параметры оказавшиеся ненужными. Все это не нарушит целостности модели, не сможет поколебать ее основы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979.
2. Генезис рудных месторождений. Т. 1, 2. М., Мир, 1984.
3. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.
4. Геолого-генетические модели рудных формаций/В. А. Кузнецов, Э. Г. Ди-станов, А. А. Оболенский и др.— В кн.: Генетические модели эндогенных руд-ных формаций. Новосибирск, 1983, т. 1, с. 5—14.
5. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982.
6. Горжевский Д. И. Принципы формационной классификации рудных ме-сторождений.— Бюлл. МОИП, отдел геологический, т. 60, вып. 4, 1985, с. 6—11.
7. Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение.— В кн.: Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск, 1983, с. 46—50.
8. Заварицкий А. Н. О некоторых вопросах генезиса железорудных место-рождений в связи с их классификацией. М., изд. АН СССР, 1937, с. 67—74 (Тру-ды Конференции по генезису руд железа, марганца, алюминия).
9. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976.
10. Конференция Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1, 2. Прага, изд. Чехословацкой АН, 1963.
11. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов мине-ралов. М., Наука, 1973.
12. Краткий справочник по геохимии. М., Недра, 1977.
13. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископае-мые. Л., Недра, 1978.
14. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М., Наука, 1986.
15. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспе-кты). М., Наука, 1979.
16. Месторождения литофильных редких металлов. М., Недра, 1980.
17. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984.
18. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М., Наука, 1981.
19. Овчинников Л. Н. Основные закономерности формирования первичных ореолов рудных месторождений (модель процесса).— В кн.: Проблемы приклад-ной геохимии. Новосибирск, 1983, с. 19—25.
20. Ольшанский Я. И. О природе железистых силикатных расплавов и рас-творов в них.— Докл. АН СССР, т. 81, 1951, с. 67—70.
21. Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. Но-восибирск, Наука, 1983.
22. Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., Мир, 1966.
23. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Сред-ней Сибири. М., Наука, 1971.
24. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973.
25. Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералооб-разования. М., Атомиздат, 1973.
26. Рудные месторождения СССР. Т. 1—3. М., Недра, 1978.
27. Рутген М. Происхождение жизни (естественным путем). М., Мир, 1973.
28. Седиментология. М., Недра, 1980.
29. Смирнов В. И. Зоны Бенюфа и магматогенное рудообразование.— Гео-логия рудных месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
30. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразо-вания.— Геология рудных месторождений, 1981, № 1, с. 5—17.
31. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4. М., Недра, 1982.
32. Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных место-рождениях. Избранные труды. М., АН СССР, 1955.

33. Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., Недра, 1971.
34. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
35. Токунага М. Свинцово-цинковые жилы рудника Тосха.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., 1973, с. 207—215.
36. Шабьинин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М. Наука, 1973.
37. Шатский Н. С. Современная геология. Избранные труды. Т. IV. М., Наука, 1965.
38. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные (рифейские и фанерозойские) структуры земной коры.— Докл. АН СССР, т. 254, 1980, № 2, с. 453—456.
39. Badham J. P. N. The Origins of Ore Deposits in Sedimentary Rocks.— Economic Geology and Geotectonics. Blackwell Sci. Publ. Oxford London Edinburgh Boston Melbourne, pp. 149—191.
40. Finlow-Bates, T., Large D. E. Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits.— J. Geol. 1978, v. 30, pp. 27—39.
41. Frutos J., Oyarzun J. M. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis El-Laco magnetit lava flow deposits.— Econ. Geol., 1975, v. 70, N 5, pp. 988—990.
42. Fryer B. J., Hatchinson R. W. Generation of metal deposits of the sea floor.— Can. J. Earth. Sci. 1976. v. 13, pp. 126—135.
43. Gass G. G. Volcanic processes in ore genesis. J. Geol. Cos. London, 1976, v. 135, pp. 563—575.
44. Godwin C. J. Imbricate subduction zones and their relation ship with upper cretaceous to tertiary porphyry deposits in the Canadian Cordillera. Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, pp. 1362—1378.
45. Lowel J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alternation — mineralization zoning in porphyry ore deposits.— Econ. Geol., 1970, v. 65, N 4, pp. 373—408.
46. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.— Econ. Geol., 1972, v. 57, N 5. pp. 551—578.
47. Plimer J. R. Proximal and distal stratabound orn deposits.— Mineral Deposita, 1978, v. 13, pp. 345—353.
48. Rona R. A. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. Earth Science Reviews, 20, 1984, pp. 1—104.
49. Schroll E. Analytische Geochemie, Bd I, Stuttgart, 1974.
50. Walker W. Mantle cells and mineralization Trans. Soc. Min. Engineers AIME. 1972, v. 252, pp. 314—327.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Методологические принципы изучения процессов рудообразования	4
Глава II. Предыстория и общие предпосылки (закономерности) рудообразования	17
Глава III. Источники рудного вещества и рудообразующих растворов	39
Глава IV. Факторы мобилизации и переноса рудного вещества	59
Извлечение из магматического расплава	60
Вынос металлов из горных пород	75
Состав, свойства и внутреннее строение рудообразующего раствора	79
Глава V. Геологические процессы и рудообразование	105
Геодинамические аспекты рудообразования	106
Магматизм и рудообразование	116
Деятельность интрателлурических растворов	160
Рудный процесс и метаморфизм	170
Осадочное рудообразование	185
Генетические группы и формации рудных месторождений	195
Глава VI. Среда, механизм и условия рудоотложения	203
Глава VII. Единая интегральная генетическая модель рудного месторождения (вместо заключения)	242
Список литературы	253

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Овчинников Лев Николаевич

ОБРАЗОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства *Л. С. Дмитриева*
Художественный редактор *О. Н. Зайцева*
Технические редакторы *Л. Н. Шиманова, Е. Л. Закашанская*
Корректор *Г. Л. Петушкова*

ИБ 6765

Сдано в набор 22.09.87. Подписано в печать 22.01.88. Т-05749.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 16,0. Усл. кр.-отт. 16,0. Уч.-изд. л. 18,6. Тираж 2650 экз. Заказ 501/987-2.
Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ip40r

5095

HEPA