

МОДЕЛИ
РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ



ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ

ТОМ 1

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Т о м 1

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ
МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ. МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ,
ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ, МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ,
СУРЬМЯНО-РУТУТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3961



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

В двухтомный сборник включены доклады, заслушанные на Всесоюзном совещании «Генетические модели эндогенных рудных формаций» (Новосибирск, май 1981 г.). В статьях рассматриваются общие вопросы формационного анализа и принципы построения геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций — нового направления в учении о рудных месторождениях. Обсуждаются общие и частные геолого-генетические модели медно-никелевых, железорудных, оловянно-вольфрамовых, медно-молибденовых, полиметаллических, золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений. Сборник является первой сводкой по геолого-генетическим моделям важнейших типов рудных месторождений.

Книга представляет интерес для специалистов в области эндогенного рудообразования, геохимии и металлогении.

Редколлегия:

канд. геол.-мин. наук *А. П. Берзина*, канд. геол.-мин. наук *Э. Г. Ди-
станов*, д-р геол.-мин. наук *В. В. Золотухин*, д-р геол.-мин. наук
Г. Р. Колонин, акад. *В. А. Кузнецов* (отв. редактор), д-р геол.-мин.
наук *А. А. Оболенский*, канд. геол.-мин. наук *В. И. Сотников*, д-р геол.-
мин. наук *В. Н. Шаранов*, д-р геол.-мин. наук *Ю. Г. Щербakov*.

Реализация решений XXVI съезда КПСС по расширению и дальнейшему совершенствованию минерально-сырьевой базы страны ставит перед геологами научно-исследовательских и производственных организаций новые задачи в разработке основ научного прогнозирования и повышении эффективности поисков, оценки и разведки рудных месторождений.

Состоявшееся 20—22 мая 1981 г. в Новосибирске в Институте геологии и геофизики ордена Ленина Сибирского отделения АН СССР Всесоюзное совещание по проблеме «Генетические модели эндогенных рудных формаций» наметило пути решения этой важнейшей практической задачи на основе углубленного развития фундаментальных исследований в области теории рудообразования и металлогении и тех успехов, которые достигнуты в практике поисков и детальной разведки месторождений в нашей стране.

За последние годы представление о рудных формациях и рудноформационный анализ прочно вошли в теорию и практику изучения рудных месторождений и оказали большое положительное влияние на развитие теоретических основ металлогении и методов прогноза. Рудная формация является элементарной и в то же время универсальной единицей систематики во многих генетических и региональных металлогенических классификациях месторождений различных металлов. Рудные формации наиболее ценных в промышленном отношении месторождений рассматриваются как их главные промышленно-генетические типы.

Рудная формация, как понятие собирательное, абстрактное, включает наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности условий рудообразования. Выявление этих особенностей, определяющих самостоятельность и границы рудных формаций, корректность их выделения остается главной задачей рудноформационного анализа, конечная цель и итог которого — познание генезиса месторождений. В этой связи разработка принципов и методов построения генетических моделей рудных формаций является важным этапом обобщения данных о геологических условиях и физико-химических параметрах природных процессов рудообразования, способствующий дальнейшей разработке теории рудообразования, основ прогнозирования и оценки перспектив рудоносных площадей рудных районов и месторождений.

Совещание по генетическим моделям рудных формаций явилось логическим продолжением и некоторым итогом ряда предшествующих ему всесоюзных совещаний, на которых обсуждались проблемы типизации эндогенных месторождений на основе рудноформационного анализа («Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока», Новосибирск, 1964), источников рудного вещества («Источники рудного вещества эндогенных месторождений», Москва, 1974), физико-химических параметров и геохимии процессов эндогенного рудообразования («Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования», Новосибирск, 1977;

«Геохимия гидротермального рудообразования», Москва, 1979). Оно позволило объединить и скоординировать усилия геологов-рудников, металлогенистов, геохимиков и экспериментаторов для решения сложных узловых проблем генезиса основных групп эндогенных рудных месторождений, наиболее важных для народного хозяйства.

В сборнике публикуются материалы совещания по проблеме «Генетические модели эндогенных рудных формаций». Рассмотрены основные принципы построения общих и частных геолого-генетических моделей рудных формаций и их генетических рядов, рудообразующих гидротермальных систем и их эволюции. Обсуждаются соотношения между общими и частными моделями, принципы и возможности перехода от качественных моделей к количественным. Рассмотрены различные подходы к разработке генетических моделей с учетом генетической информативности определяющих элементов, таких как геолого-тектоническое положение, связь с магматизмом, характер источников растворов и рудообразующих веществ, особенности условий рудоотложения и другие, решаемые на современном уровне методами не только геологических, но и смежных с ними наук.

Особо нужно подчеркнуть практическое значение разработки генетических моделей рудных формаций и их генетических рядов, позволяющей установить соотношение тех или других формаций в истории геологического развития металлогенических провинций и рудных районов и прогнозировать месторождения с учетом конкретных геологических ситуаций.

Все сказанное позволяет надеяться, что материалы сборника будут с интересом встречены геологами, а разработка генетических моделей рудных формаций станет реальной основой научных методов прогноза и поисков эндогенных рудных месторождений.

Редколлегия

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В. А. КУЗНЕЦОВ, Э. Г. ДИСТАНОВ, А. А. ОБОЛЕНСКИЙ,
В. И. СОТНИКОВ, В. Н. ШАРАПОВ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Построение генетических моделей образования различных типов рудных месторождений является естественной частью, целью и, в определенной мере, итогом их изучения. Все исследования, направленные на познание рудных месторождений, их строения, условий образования, закономерностей размещения и многих других вопросов рудогенеза, так или иначе решают эту общую задачу. Построение генетической модели подразумевает максимально полное познание всей системы формирования данного конкретного объекта или типа месторождения, начиная от источников рудного вещества, форм и способов их переноса до условий концентрации в рудные залежи. Все гипотезы и концепции рудообразования, развивавшиеся на уровне представлений и знаний своего времени, были направлены на решение принципиальных генетических вопросов рудообразования и являлись, по-видимому, частными или общими, преимущественно качественными моделями рудообразований с той или иной степенью достоверности их обоснования.

Примеры модельных построений для отдельных групп месторождений освещены в широко известных работах В. И. Смирнова [1968 и др.] — по колчеданным месторождениям, Г. Н. Щербы — по месторождениям ата-суйского типа и редкометальным [Щерба, 1968а, б; Щерба и др., 1976], Н. С. Скрипченко [1972, 1980] — по гидротермально-осадочным полиметаллическим, В. А. Жарикова [1968] — по скарновым, Л. Н. Овчинникова [1968] — по гидротермальным плутогенным, Я. Н. Белевцева и Ю. П. Мельника [1976] — по железорудным месторождениям докембрия, Г. Б. Наумова [1978] — по месторождениям урана и ряда других авторов. Это направление широко развивается и освещается в последние годы также и в зарубежной литературе [Hollister, 1975; Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972; Whitney, 1975; Omoto, Рай, 1977; и др.].

Большой прогресс геологической и, в частности, рудной науки и смежных отраслей знаний, ознаменовавший последние десятилетия, способствовал глубокой разработке многих фундаментальных проблем рудообразования. Широко развивающиеся изотопные и прецезионные количественные геохимические исследования позволяют в настоящее время, по существу, с «мерой и весом» подойти к вопросам источников рудного вещества. В этом направлении получены крупные результаты и сделаны теоретические обобщения у нас и за рубежом. Им были посвящены специальные научные совещания по источникам рудного вещества (Москва, 1974 г.), серия специализированных совещаний по применению изотопных методов в геологии и геохимии и др. Вопросы источников рудного вещества постоянно обсуждаются в печати [Стабильные изотопы..., 1977; Природа растворов..., 1979; и др.].

Большие успехи отмечаются в изучении самого процесса рудообразования, рудообразующих систем. Этот прогресс обеспечивается общими усилиями геохимиков, рудников, магматистов и геологов-практиков за счет широкого применения в геологии методов точных наук, развития аналитической и вычислительной техники и общего высокого уровня про-

водимых в этом направлении геологических исследований. В настоящее время накоплен значительный материал по физико-химическим параметрам процессов рудообразования, развиваются методы качественного и количественного изучения компонентного состава включений в минералах, определения в них целого ряда стабильных изотопов. Физико-химические параметры процессов эндогенного рудообразования детально обсуждались на совещаниях, прошедших в Новосибирске (1974 г.) и в Москве (1979 г.) [Основные параметры..., 1979; Геохимия..., 1979]. Как специальная проблема рассматривалась связь эндогенного оруденения с магматизмом, анализировались рудно-магматические системы [Критерии..., 1978].

В последние годы глубоко изучалась динамика тепло- и массопереноса в рудообразующих системах, а также многие другие аспекты рудообразования. Все это, наряду с детальными геологическими исследованиями широкой гаммы рудных месторождений, позволяет перейти к качественно новому этапу познания и прогнозирования рудных месторождений — этапу больших теоретических обобщений и более смелого научно обоснованного прогноза. На этом этапе более тесно смыкаются теоретические исследования рудообразования с прикладными задачами металлогении.

РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ КАК ОСНОВНОЙ ОБЪЕКТ ПОСТРОЕНИЯ ТИПОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

При выборе объекта модельных и генетических построений необходимо соблюдать ряд методических и целевых условий. С одной стороны, это должна быть группа месторождений, отвечающая требованиям единства, что позволяет создать обобщенный модельный образ процесса рудообразования, исключая широко развитые в природе явления конвергенции. С другой стороны, это должны быть месторождения руд определенного состава, что является непременным требованием их классификации, целенаправленного научного прогноза и поиска. Таким требованиям отвечает рудная формация.

Учение о рудных формациях развивалось на представлениях о парагенезисе минералов. основополагающими для учения о рудных формациях явились труды В. А. Обручева, М. А. Усова, С. С. Смирнова, А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, И. Г. Магакьяна, Е. Е. Захарова. Важное значение для его развития имели работы О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич, Н. А. Хруцова, Г. А. Соколова, Н. В. Петровской, Д. И. Горжевского, Г. А. Твалчрелидзе, Р. М. Константинова, А. Д. Щеглова.

Рудноформационный анализ является частью учения о геологических формациях вообще и дальнейшим этапом типизации и обобщений в учении о рудных месторождениях и металлогении. Рудная формация — группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях. Рудные формации, по существу, — это составная часть геологических формаций, представляющих в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и других исследователей естественные ассоциации горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные части которых парагенетически связаны друг с другом. Такое понимание объема рудной формации является традиционным и принимается большей частью исследователей [Обзор..., 1963; Эндогенные..., 1966; Щеглов, 1976, 1980; Критерии..., 1978].

Основной предмет учения о рудных формациях — группы однотипных месторождений, закономерно формирующихся в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке. Это определяет глубокую генетическую сущность рудных формаций, образующихся как следствие проявления в природе определенных магматических, тектонических и других процессов, имеющих непосредственное влияние на образование рудных месторождений. Поскольку рудные формации выделяются

как закономерные совокупности парагенетических (равновесных) минеральных ассоциаций, которые характеризуют определенные физико-химические и геологические условия рудообразования и геохимический профиль процесса, систематизация месторождений на основе выделения рудных формаций удобна как в генетическом, так и в металлогеническом плане. Это хорошо показано на примерах месторождений некоторых металлов и в общих классификациях рудных месторождений, разработанных в последнее время (В. И. Смирнов, И. Г. Магакьян, В. Н. Котляр и др.).

Опыт формационного анализа показывает, что рудные формации, четко обособляющиеся по составу руд, условиям отложения рудного вещества, положению процесса рудообразования в истории развития геологических структур и магматизма, требуют индивидуального подхода к выработке прогнозно-поисковых критериев. Всестороннее изучение месторождений определенной рудной формации и построение принципиальной геолого-генетической модели ее образования позволяют дать ее промышленно-экономическую характеристику, на что указывал С. С. Смирнов. Именно путем выделения главных, наиболее перспективных в экономическом отношении рудных формаций можно наметить основные промышленно-генетические типы различных видов минерального сырья.

Рудная формация включает в себя наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности процесса и условий образования для данного формационного типа. Выявление этих особенностей, которые позволяют определить самостоятельность и границы рудных формаций, обеспечение чистоты выделения рудных формаций — основная задача рудноформационного анализа. Методы рудноформационного анализа, с учетом специфики отдельных групп месторождений, постоянно совершенствуются и развиваются [Кузнецов и др., 1972; Константинов, 1973; Критерии..., 1978; Щеглов, 1976, 1980].

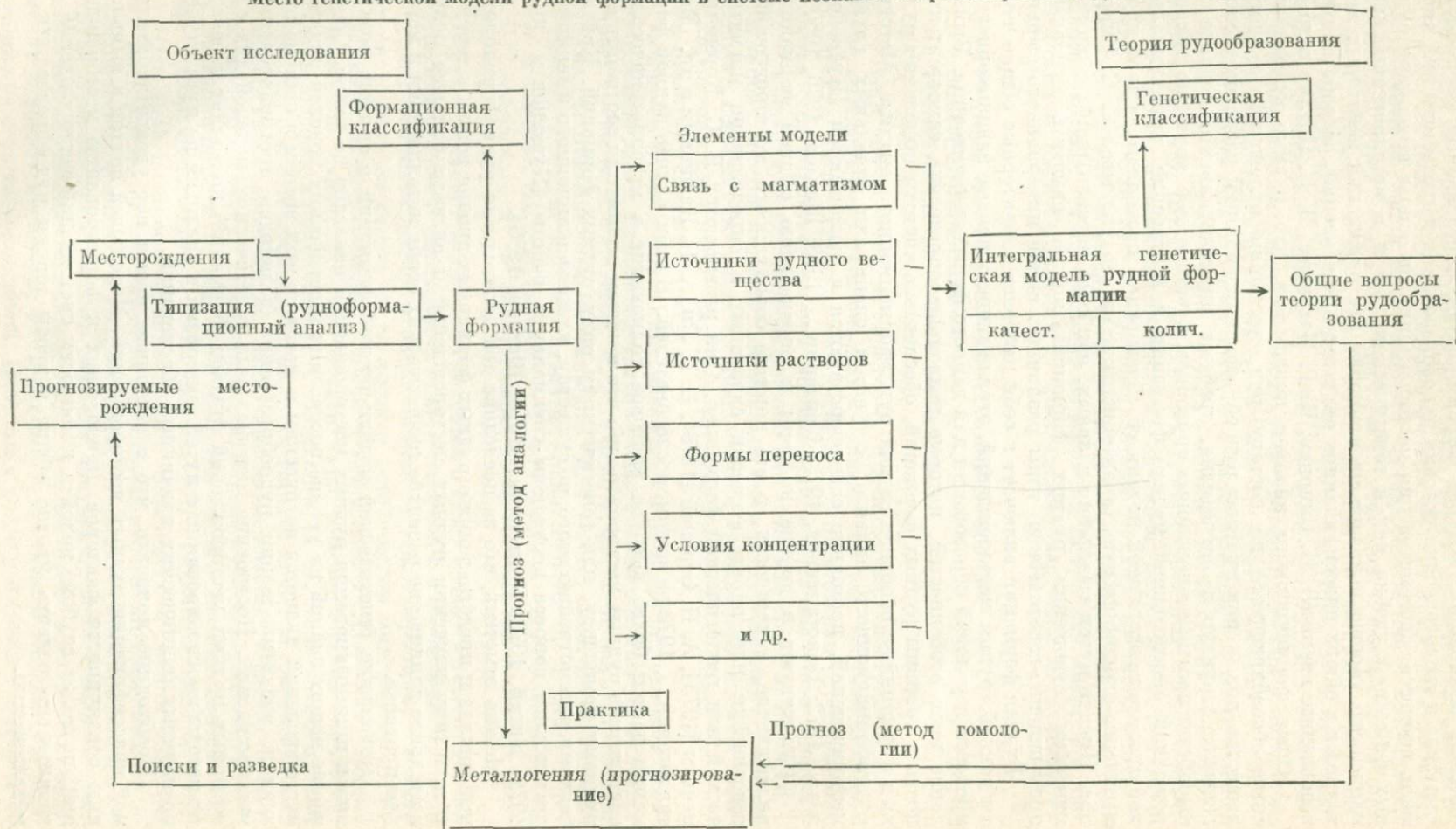
Существуют и другие подходы к определению рудной формации, включающие, в частности, в это понятие совокупность месторождений, генетически или парагенетически связанных с определенной магматической или геологической формацией. Они развиваются В. С. Кормилицыным [1973], А. П. Строной [1978], В. Г. Ли, А. К. Каюповым и др. [Металлогения..., 1978] и рядом исследователей. В этом случае рудной формации дается более высокое ранговое толкование в металлогенической систематике рудных месторождений, что в нашем понимании соответствует рудному комплексу, или генетическому ряду рудных формаций. Критическому рассмотрению этого, по существу, классификационного и терминологического вопроса посвящены специальные работы [Кузнецов и др., 1972; Кигаи, 1975; Критерии..., 1978; Щеглов, 1980].

Можно отметить, что за последние два десятилетия рудноформационный анализ и представления о рудных формациях прочно вошли в теорию и практику изучения рудных месторождений и оказали большое положительное влияние на развитие теоретических основ металлогении и методов прогноза.

Положение генетической модели рудной формации в системе познания и прогнозирования рудных месторождений показано на схеме. Обобщение наших знаний на уровне построения генетических моделей рудных месторождений является логическим и необходимым звеном в системе познания, развитии теории рудообразования и методов прогнозирования месторождений. Построение интегральных генетических моделей для однотипных рудных месторождений (рудных формаций) позволяет перевести методы прогнозирования с путей эмпиризма и аналогий на пути глубоко научных генетических причинных обоснований.

Необходимо признать, что в настоящее время нет удовлетворительной классификации рудных месторождений. Модельный подход к выявлению совокупности факторов, приводящих к формированию месторождений, позволяет глубоко подойти к вопросам систематики месторождений и значительно развить многие общие вопросы теории рудообразования и металлогении.

Место генетической модели рудной формации в системе познания и прогнозирования рудных месторождений



СТРУКТУРА ИНТЕГРАЛЬНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Генетическая модель охватывает совокупность факторов и процессов, приводящих к формированию рудных месторождений, включая источники рудоносных флюидов и рудообразующих веществ, формы их транспорта в зоны рудоотложения, причины и условия концентрированного рудоотложения. Этим определяется внутренняя структура общей модели. Частные модельные построения могут касаться отдельных элементов единого процесса рудообразования. Особенно важно построение единых моделей рудообразования для месторождений сложного генезиса.

Нельзя дать универсального рецепта построения генетической модели. Различные подходы к этим вопросам достаточно хорошо иллюстрируются материалами прошедшего совещания. При построении генетических моделей рудных формаций в зависимости от их геолого-генетических особенностей определяющими могут быть разные элементы: генетические и парагенетические связи с внутрикоровым или мантийным магматизмом, источники и природа рудоносных гидротермальных растворов и рудообразующих веществ, физико-химические условия рудоотложения, условия седиментации и другие стороны генезиса, решаемые на современном уровне не только геологических, но и смежных наук. Они и являются элементами интегральной генетической модели.

Как примеры для эндогенных месторождений, связанных с процессами магматизма, с учетом общих генетических особенностей, отражающих характер связей с магматизмом, могут быть выделены несколько групп генетических моделей месторождений: имеющих прямые генетические связи с магматическими телами; имеющих парагенетические связи с магматическими образованиями; имеющих отдаленные парагенетические связи с процессами магматизма.

Построение генетических моделей первой группы достаточно тесно связано с анализом особенностей зарождения, развития и становления рудоносного магматизма. Характер проявления этого магматизма во многом определяет источники рудоносных флюидов и рудообразующих веществ, формы их миграции и концентрирования, развитие рудоподводящих и рудо локализирующих структур, энергетику рудообразующего процесса и т. д. Фактически вся динамика процесса рудообразования на подобных месторождениях в той или иной мере определяется развитием рудоносного магматического очага. Построение генетических моделей рудных формаций в данном случае базируется на анализе крупных рудно-магматических систем.

В случае наиболее тесных генетических связей оруденения с магматизмом одним из определяющих элементов для построения моделей являются петрологические аспекты, на уровне анализа которых иногда и заканчивается оформление генетической модели. Таковы, в сущности, геолого-генетические модели ряда рудных месторождений собственно магматического и позднемагматического генезиса. В определенной степени примыкают к ним модели, отстраиваемые для некоторых групп высокотемпературных и раннепостмагматических месторождений, особенно в случае концентрирования оруденения в пределах рудоносных интрузий. Важным моментом здесь являются вопросы, связанные с процессами внутрикамерной дифференциации, ликвации, концентрированием и отделением флюидной фазы. Влияние вмещающей среды анализируется обычно в пределах ближайшего окружения.

При отдаленных парагенетических связях развитие рудообразующего процесса определяется не только характером рудоносного магматизма, физико-химическими свойствами магмы и особенностями магматических тел, но также и составом вмещающих пород и общей геолого-геохимической и гидродинамической обстановкой. Интрузивные образования на уровнях миграции рудоносных флюидов и концентрированного рудоотложения часто выступают только в роли теплоносителя. Химический состав

гидротерм в заметной степени определяется характером пород и находящихся в них вадозных вод, с которыми они взаимодействуют. Построение геолого-генетических моделей подобных групп месторождений предполагает анализ причинных связей рудообразующего процесса и его места в развитии магматизма (с учетом возможной на каком-то этапе определенной самостоятельности развития отдельных частей рудно-магматической системы), оценку роли мантийной и коровой составляющих в рудообразующем процессе, анализ геолого-генетических и физико-химических особенностей эндогенного процесса в условиях сложной взаимосвязи и взаимозависимости по крайней мере двух типов источников рудоносных флюидов и рудообразующих веществ.

Подобные геолого-генетические модели характеризуют, в частности, рудообразующие процессы при формировании месторождений медно-молибденовой, молибденово-урановой, некоторых золоторудных, свинцово-цинковых и редкометалльных формаций, имеющих связи с внегеосинклинальным субвулканическим гранитоидным магматизмом. И хотя в этом случае магматические образования рудоносного комплекса довольно широко привлекаются при поисковых и прогнозно-оценочных работах (особенно на стадии детального прогнозирования), в построении геолого-генетических моделей, вопросы, связанные с анализом указанных образований, занимают более скромное место. Большое значение здесь начинают приобретать исследования процессов в связи с развитием рудоносного магматизма на более глубоких уровнях, где происходит генерация рудоносных флюидов, в чем и состоит специфика этого типа месторождений. На уровне же рудоотложения заметно возрастает роль структурного, литологического и гидродинамического факторов, вносящих определенные, в ряде случаев довольно существенные коррективы в физико-химическое состояние рудообразующей системы.

В рассматриваемом случае геотектоническая, литологическая и магматическая специфика отдельных блоков земной коры может обуславливать определенные отклонения в характере развития рудно-магматических систем и появление отличительных черт в рудных образованиях одной и той же формации, что при формационном анализе учитывается выделением субформаций, минеральных типов и т. д. Специфика развития рудообразующих процессов в зависимости от характера тектоносферы предопределяет целесообразность построения наряду с общей геолого-генетической моделью рудной формации конкретизированных моделей, учитывающих региональные особенности развития рудно-магматических систем. Принципы подобного подхода отражены, в частности, в статье В. И. Сотникова с соавторами о генетической модели медно-молибденовой формации в настоящем сборнике.

К группе месторождений, имеющих отдаленные парагенетические связи с процессами магматизма, относятся в первую очередь низкотемпературные гидротермальные (эпитермальные) месторождения. Генетические модели формирования рудообразующих систем низкотемпературных месторождений охватывают различные уровни генерации гидротерм: зарождение мантийных металлоносных флюидов, транспорт их в верхние зоны земной коры, мобилизацию некоторых элементов на путях движения, смешение с различными типами подземных вод. Ведущая роль принадлежит восходящим потокам ювенильных флюидов, зарождавшихся в глубинах мантии в связи с процессами ее частичного плавления, дегазации и активизации, чем и обусловлен привнос необходимого количества тепла, обеспечивающего энергию гидротермальных процессов. Состав ювенильных флюидов определяется *PT*-условиями, при которых различные минерализаторы, обеспечивающие эффективное растворение и массоперенос рудных элементов, отделялись от расплавов. Разное сродство металлов к хлору, фтору, сере, кислороду, гидроксилу обуславливает обособление флюидов с различной рудной специализацией. Проникновение обогащенных рудными компонентами флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них различ-

ными типами вадозных вод явились одним из главных факторов, определяющих своеобразие условий формирования, эволюции и рудной специализации гидротермальных систем низкотемпературных месторождений.

Такой подход к построению генетических моделей эпitherмальных месторождений различных рудных формаций показан в статье А. А. Оболенского и других в настоящем сборнике.

Особую группу представляют модели сложных полигенных месторождений, формирование рудных концентраций которых обусловлено последовательным смещением или наложением различных по характеру физико-химической системы процессов. Примерами их могут служить месторождения гидротермально-осадочного генезиса, осадочно-метаморфогенные, сингенетично-эпигенетические и др. Особого рассмотрения требуют метаморфогенные месторождения и ряд других групп.

КАЧЕСТВЕННЫЕ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ

В зависимости от уровня изученности модели могут быть качественными или количественными. Качественные определяют структуру, форму, состав системы и указывают последовательность событий. Известные «генетические схемы», по существу, и есть качественные модели геологических процессов рудообразования.

Количественные модели являются этапом более углубленного изучения и раскрытия связей и отношений в геологических явлениях, которые могут быть формализованы и описаны уравнениями, обоснованными соответствующими законами термодинамики и физики. Они могут иметь числовую характеристику. Наиболее сложно обстоит дело с построением количественных моделей. Существует пока довольно много неясностей среди геологов, когда речь идет о количественных моделях рудообразующих процессов и их соотношениях с гипотезами, генетическими схемами и т. п. Поэтому полезно коротко осветить суть этого вопроса. Напомним, что понятие «модель» произошло от латинского слова «*modulus*» — мера, образ, способ. Сейчас под моделью в естественных науках понимается структура или образец, представляющие в удобной для восприятия форме некоторое состояние или развитие изучаемой системы.

Правильно построенной модели геологического процесса присуща структура, подобная реальному явлению. Следовательно, операция моделирования есть не что иное, как осуществление каким-либо способом отображения реальных геологических событий, существенных для данного исследования. При этом модель должна быть таким упрощением, чтобы в нем сохранились те его особенности, которые важны именно для поставленной задачи. Иными словами, модель и геологическое явление находятся в отношении сходства, но не тождества. Отсюда некорректна критика типа — «модель не отражает всю сложность процесса...». Достоинства или недостатки модели могут оцениваться только в отношении рассматриваемых в ней свойств и отношений реальной геологической системы.

Необходимо также зафиксировать соотношения между «генетической гипотезой», «генетической схемой», а также качественной и количественной моделями геологических явлений. Генетической гипотезой служит определенное качественное объяснение или предсказание, основанное на некоторых аналогиях, догадках при анализе ограниченного количества полевых наблюдений или экспериментальных данных. Это некоторый «контур» предполагаемой структуры явления, нарисованной пунктирно с какими-то обрывами или провалами в одних ее местах и с относительно четкой рисовкой в других. Генетическая гипотеза на основе определенной физической идеи или системы идей некоторым образом согласует, увязывает фактический материал, но не позволяет количественно указать «меру» причинно-следственных отношений в рассматриваемой системе.

Собственно, такая первичная форма организации наблюдений представляет собой естественный начальный шаг в научном обобщении. Неко-

торое углубление намеченных связей и отношений существенных свойств в системе и заполнение недостающих звеньев ее структуры выводит генетическую гипотезу в ранг качественной модели явления.

Таким образом, качественная модель отличается от гипотезы тем, что явление выделено как некоторая система среди множества других, в ней установлена внутренняя структура и определена геометрия. После проведения такого рода работы можно пытаться количественно исследовать какие-то существенные элементы в жизни такой системы или описать ее эволюцию в геологическом пространстве и во времени. Делается это на основе термодинамических законов сохранения вещества и энергии для неравновесных состояний.

Отметим, что пока не удалось исследовать ни одной количественной модели реальных явлений рудообразования из-за чрезвычайной сложности структур рудообразующих систем и весьма ограниченного экспериментального материала. Для количественного моделирования пока доступны лишь отдельные существенные элементы эндогенных рудообразующих систем. В этом направлении за последние три с половиной десятилетия, с тех пор, как рудообразующие системы стали исследоваться количественно, получено много интересных и весьма полезных результатов для практически всех эндогенных рудных формаций.

Промежуточным этапом между качественными моделями и описанием динамики эволюции гидротермальных систем являются равновесные модели термохимии рудообразования в многокомпонентных гетерогенных системах. В этом плане имеются существенные достижения. Основной сдвиг в использовании аппарата химической термодинамики для анализа гидротермальных систем произошел в связи с работами Г. Хелгесона [Helgeson, 1970] и др. В СССР первые существенные достижения в этой области были получены И. К. Карповым. В настоящее время этот подход все шире применяется в работах геохимиков и геологов-рудников.

Поскольку количественный анализ процессов рудообразования должен быть построен на описании изменения параметров состояния системы в пространстве и времени, то геолог-рудник или геохимик сталкивается с необходимостью выявления на первом этапе количественных генетических построений самых общих особенностей эволюции поля температур и давлений в рудообразующих системах. За последние три десятилетия определенные успехи достигнуты лишь в анализе динамики температур в магматогенных системах, тогда как в отношении характеристики изменения давлений сделано еще крайне мало.

Усилиями советских и зарубежных исследователей удалось установить основные черты динамики температур в земной коре при развитии процессов регионального метаморфизма, палингенеза и контактового метаморфизма. В общих чертах теперь можно указать температурные условия метаморфогенных рудных месторождений, а также теплового воздействия послерудных интрузивов на ранее сформированные месторождения [Jaeger, 1964; Теплообмен..., 1972; Шарапов, Голубев, 1976; Меламед, 1980].

Установлены основные черты тепловой эволюции в потоках рудоносных флюидов (как в недрах земной коры, так и у дневной поверхности), фильтрующихся в начально неоднородно прогретых породах при наличии или отсутствии вскипания в горячих флюидах, что дает информацию об эволюционировании температурного поля в рудообразующих системах в условиях всех глубин в пределах земной коры в любых магматогенных гидротермальных системах. Эти достижения получены главным образом советскими специалистами [Голубев, 1981; Голубев, Шарапов, 1976; Лялько, 1974; Пилоян, Пэк, 1976; Пампура и др., 1973].

Основная проблема количественного моделирования эволюции температурных полей гидротермальных систем сводится к достаточно подробной и правдоподобной характеристике типовых систем, свойственных главнейшим рудным формациям.

Отметим, что появились обнадеживающие перспективы найти количественное описание перераспределения компонентов в магмах при их

кристаллизации. Иными словами, можно будет описать динамику ликвирования магм, накопления рудных компонентов в остаточных расплавах или ретроградного их кипения, т. е. того комплекса явлений, с которыми связано образование так называемых магматических или гистеромагматических руд. Удалось получить решение смещенной краевой задачи, где учитывается тепло- и массоперенос в квазизэвтектических и котектических магмах в равновесном приближении, построена модель равновесной кристаллизации таких расплавов (В. Н. Шарапов, В. П. Ильин, А. Н. Черепанов, В. И. Дробышев).

В отношении описания динамики массообмена в гидротермальных системах в последнее десятилетие также достигнуты определенные успехи. В. С. Голубеву удалось: придать количественную форму качественным моделям метасоматических процессов Д. С. Коржинского; предположить количественную интерпретацию динамики рудоотложения на геохимических барьерах, которая качественно была в свое время охарактеризована А. И. Перельманом. Использование этих решений позволило установить наиболее характерные черты отложения руд на подвижных и неподвижных геохимических барьерах и связь типа геохимических ореолов с кинетикой геохимических процессов.

Обзор выполненных исследований по динамике тепло- и массообмена в гидротермальных рудообразующих системах показывает, что пока количественно удается получить описание наиболее общих их особенностей в простых по геометрии и внутренней структуре системах и таким образом подкорректировать качественные генетические модели рудообразования. Однако в том случае, когда имеется необходимость выявить локальные флуктуации полей температур, скоростей течения флюидов и т. д., выполнить их моделирование или чрезвычайно сложно, или вообще пока невозможно из-за ограниченности экспериментальных данных или недостаточного быстродействия ЭВМ и ограниченности их памяти. Характерно, что в описании динамики метасоматоза имеется определенный прогресс, тогда как динамика отложения руд в жилах выполнения количественно почти не изучена по указанной выше причине.

Разработка генетических моделей рудных формаций является дальнейшим шагом в развитии теории рудообразования. Построение генетических моделей позволяет полнее раскрыть сущность рудообразующего процесса, способствуя тем самым уточнению и совершенствованию уже существующих классификаций и систематик рудных месторождений, выводя их на уровень генетических.

Анализ определяющих элементов генетических моделей позволяет четко установить положение рудных формаций в истории геологического развития металлогенических провинций и рудных районов и прогнозировать месторождения с учетом конкретных геологических ситуаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П. Аккумуляционно-биохимическая модель образования докембрийских интрузивных формаций. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 67—79.
- Геохимия гидротермального рудообразования. Тезисы совещания. М., 1979. 72 с.
- Голубев В. С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 200 с.
- Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Жариков В. А. Скарповые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 200—302.
- Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Кигаи И. Н. О рудных формациях и процессах рудообразования. — Сов. геология, 1975, № 9, с. 148—154.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 606 с.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделе-

- ния рудных формаций и их систематики.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 7—22.
- Лялько В. И. Методы расчета тепло-массопереноса в земной коре. Киев: Наукова думка, 1974. 100 с.
- Меламед В. Г. Тепло- и массообмен в горных породах при фазовых переходах. М.: Наука, 1980. 218 с.
- Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 191 с.
- Науомов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 213 с.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении/Отв. ред. Е. Т. Шаталов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
- Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 443—448.
- Омото Х., Рай Р. О. Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минералах из месторождения Куроко, Япония.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 449—464.
- Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. В 2-х томах. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 1, 260с.; т. 2, 250с.
- Пампура В. Д., Кочергин В. Н., Бальщев О. А. Физико-математические модели природных рудообразующих систем. М.: Наука, 1973. 116 с.
- Пилоян Г. О., Пэк А. А. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 51—60.
- Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979. 191 с.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 213 с.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—645.
- Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. 597 с.
- Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
- Теплообмен в магматогенных процессах/А. Н. Дударев, В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед, В. Н. Шарапов. Новосибирск: Наука, 1972. 121 с.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 194 с.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. Изд. 2-е, 1980. 430 с.
- Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968а, с. 165—197.
- Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968б, с. 378—440.
- Щерба Г. Н., Новохатский И. П., Сейфуллин С. Ш., Покровская И. В. Главные типы стратиформных месторождений Казахстана.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 33—47.
- Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. 222 с.
- Jaeger C. J. Thermal effects of intrusions.— *Rev. Geophys.*, 1964, v. 2, N 3, p. 447—489.
- Helgeson H. C. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal Systems.— *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, v. 3, p. 187—196.
- Hollister V. F. An appraisal of the nature and Source of porphyry copper deposits.— *Minerals Sci. Engng.*, 1975, v. 7, N 3, p. 225—233.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits.— *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, p. 373—408.
- Sillitoe R. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 184—197.
- Whitney J. A. Vapor generation in a gurtz monzonite magma: a Synthetic model application to porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1975, v. 70, p. 346—358.

Д. В. РУНДКВИСТ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Совершенствование прогнозно-металлогенических исследований требует разработки геолого-генетических моделей формирования прогнозируемых объектов: рудных тел, месторождений, рудных полей, структурно-металлогенических зон. Значение геолого-генетических моделей при

прогнозно-металлогенетических исследованиях определяется тем, что при моделировании получают смысловое отражение меняющиеся в разных геологических условиях функциональные связи между рудоконтролирующими факторами. Оценка же значимости факторов и критериев — одно из основных требований при переходе к количественному прогнозированию. Вместе с тем построение генетической модели, отражающей сущность природы анализируемого объекта, делает теоретически возможным не только прогнозирование известных, но и новых вероятных для данной геологической обстановки типов промышленных концентраций рудных элементов.

Для локального прогнозирования наиболее важное значение имеет разработка геолого-генетических моделей рудных формаций. Основной задачей моделирования является при этом рассмотрение процессов рудообразования в масштабе всей рудообразующей системы (от источников до зон выноса компонентов), восстановление химизма и *PT*-условий процессов минералообразования, закономерностей их развития во времени и в пространстве (зональность).

Сложность этой задачи и многообразие рудных формаций определяет необходимость учета при моделировании главнейших принципов, отражающих установленные в настоящее время некоторые общие закономерности развития оруденения.

1. Принцип конвергентности формирования минералов, пород, руд, т. е. возможность возникновения сходных и даже однотипных минеральных образований при различных геологических процессах. Этот принцип в наиболее общем виде был сформулирован как следствие термодинамического закона Гесса А. Е. Ферсманом [1937], определившим его как основное минералогическое правило — «Сочетание минералов (соответственно парагенезисов, формаций. — *Д. Р.*), образованных из определенной ассоциации элементов при данной термодинамической обстановке, определено и независимо от генетических путей их образования» (с. 237). При разработке геолого-генетических моделей мы непрерывно сталкиваемся со следствиями, вытекающими из этого принципа. Наиболее важное из них — это конвергентность рудных формаций: возможность образования их по различным генетическим схемам.

Первые с полной определенностью представления о конвергентности рудных формаций были высказаны в работе В. И. Смирнова [1960] применительно к колчеданным месторождениям. В работе В. А. Кузнецова [1972] подчеркнута конвергентность железо-скарновой, медно-молибденовой формаций, в книге П. А. Строны [1978] — формации металлоносных черных сланцев, сидерит-магнезитовой, стратиформной свинцово-цинковой.

Изучение закономерностей формирования месторождений медно-никелевой, апатит-магнетит-флогопитовой и многих других рудных формаций (см. [Критерии..., 1978; Рудоносность..., 1981]) свидетельствует о возникновении их в итоге развития различных процессов, проявляющихся в разнообразных геологических обстановках.

Соответственно для таких рудных формаций возникает необходимость разработки как общих моделей, отражающих наиболее важные принципиальные условия их образования, так и конкретных моделей для различных формационных типов (субформаций), отличающихся по структурным особенностям (жилые, стратиформные, контактовые и др.), связи с геологическими формациями, глубинности становления и т. д. В качестве примера рассмотрим образование месторождений одной из типичнейших рудных формаций — сульфидных медно-никелевых руд.

Общие черты модели этой формации определяются однотипностью состава руд, подобием зональности, связью с базит-гипербазитовыми комплексами, характеризующимися общей антидромной направленностью магматизма, повсеместной приуроченностью к рифтоподобным структурам с характерным асимметричным расположением формаций вдоль границ блоков, резко различных по глубинному строению. Существенным факто-

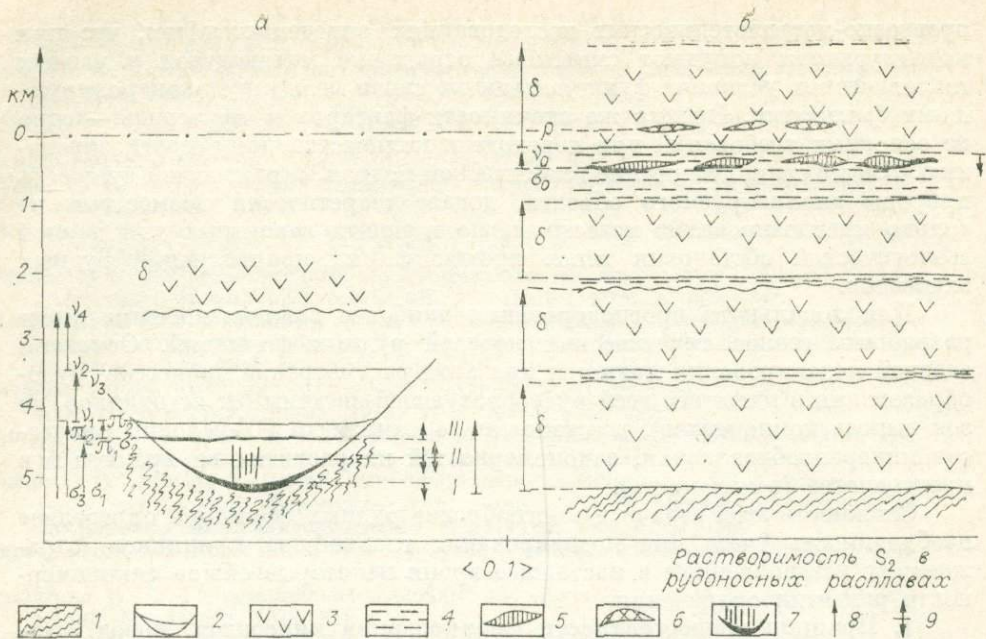


Рис. 1. Схема размещения сульфидного, медно-никелевого оруденения в разрезе земной коры (а — мончегорский, б — печенгский типы).

1 — гнейсы основания; 2 — расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые интрузии; 3 — диабазы; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — габбро-верлигитовые интрузии; 6 — пикриты; 7 — рудные тела; 8 — направление развития процессов кристаллизации и диапазон эволюции состава пород; 9 — зональность рудных тел; вектор ориентирован в направлении увеличения Cu/Ni . σ_0 — верлигиты, σ_1 , σ_2 — гарцибургиты, σ_3 — плагиоклазовые гарцибургиты, π_1 — пироксениты, π_2 — плагиоклазовые пироксениты, ν_0 — эссекситовые габбро, ν_1 — меланократовые нориты, ν_2 — нориты, ν_3 — габбро-нориты, габбро, ν_4 — габбро-анортозиты, δ — диабазы. I—III — последовательность обособления рудных тел (I — донная залежь, II — жильные тела, III — верхний рудный горизонт).

ром медно-никелевых руд, как показано М. Н. Годлевским (1968 г.), А. П. Лихачевым (1975 г.), является предшествующий рудоносным гипербазитам интенсивный базальтоидный вулканизм и обогащение очагов мафит-ультрамафитовой магмы рудными компонентами.

Вместе с тем при сходстве основных черт строения генезис медно-никелевых месторождений может быть разнообразным с различной ролью процессов ликвации, метаморфизма, метасоматизма. По особенностям связи с геологическими формациями и генезису для территории СССР было выделено несколько формационных типов (субформаций) медно-никелевых сульфидных руд [Критерии..., 1978] — мончегорский, печенгский, аллареченский, норильский и курейский. Мончегорское месторождение представляет собой типично интрузивный вариант развития рудообразующей системы. Печенгское и Норильское — вулканогенно-интрузивный. Наибольшая роль гидротермальных процессов отмечается для курейского типа, метаморфизма — для аллареченского.

Конкретные модели типовых месторождений соответственно существенно отличаются. Эти отличия рассмотрим на примере Мончегорского и Печенгского месторождений (рис. 1).

Мончегорское месторождение связано с крупным расслоенным плутоном перидотит-пироксенит-норитов, формировавшимся на значительной глубине в основании мощного вулканогенно-осадочного прогиба. Соответственно рудообразующая система может рассматриваться здесь как относительно закрытая, удельное взаимодействие расплава с вмещающими породами — как незначительное. Следствием этого явилась контрастная кристаллизационная дифференциация, низкое содержание серы в расплаве на уровне предельной растворимости (0,05—0,1%), ограниченный масштаб ликвации, проявляющейся неоднократно в ходе кристаллизации силикатного расплава. В итоге здесь возникали бедные вкрапленные руды в основании двух главных ритмов кристаллизации пород — доп-

ной залежи и верхнего критического горизонта и относительно небольшие по масштабам богатые сульфидные руды в протектонических трещинах из остаточных силикатно-сульфидных руд (см. рис. 1, а).

Печенгское месторождение формировалось по иной схеме. Оно связано с мелкими послыжными телами габбро-верлитов, залегающих среди туфогенно-осадочной толщи в верхней части мощного осадочно-вулканогенного комплекса нижнего протерозоя (в пределах Мончегорского месторождения этот комплекс перекрывал рудоносный интрузив). Незначительные размеры гипербазитов, их форма с большой удельной поверхностью соприкосновения с водонасыщенными и богатыми серой осадками, малые глубины становления определили меньшую роль кристаллизационной дифференциации, образование за счет пересыщения серой сульфидных расплавов в донных частях на начальной (до кристаллизации силикатов) стадии развития и как функцию всего этого — образование здесь богатых сульфидных руд в полостях отслоения вмещающих пород, вдоль контакта гипербазитов, отчасти в секущих трещинах (см. рис. 1, б).

В итоге месторождения типа Мончегорска и Печенги слагают как бы единый ряд медно-никелевых месторождений, образующихся из исходно однотипных магматических расплавов, но развивающихся по различным схемам в зависимости от глубины становления и влияния окружающей среды. Этот ряд может быть дополнен крайними членами: для чисто интрузивного глубинного варианта — месторождения типа Бушвельд (ЮАР), для излившегося вулканогенного варианта — типа Камбалда (Австралия).

Все сказанное выше, как представляется автору, свидетельствует о том, что на современном этапе изучения условий формирования и размещения месторождений различных рудных формаций необходимо учитывать их конвергентность, выделять конкретные формационные типы (субформации), разрабатывать для них геолого-генетические модели и критерии прогноза. Особое значение имеет при этом установление рядов закономерного изменения состава, структуры и строения в зависимости от рудоконтролирующих факторов (магматических, литологических, стратиграфических, тектонических и др.), в итоге позволяющих предвидеть все возможные варианты проявления рудных формаций в реальных геологических условиях.

2. Принцип унаследованности развития минерализации. Значение этого принципа при прогнозно-металлогенических исследованиях в последние годы неоднократно обсуждалось в литературе (В. И. Казанский, Н. П. Лавров, А. И. Тугаринов, В. Т. Сургай, О. С. Кочетков, М. J. Pavillon, A. Mikkola, J. R. Plimer).

Этот принцип определяет характерность совмещения в единых геологических структурах (зонах, рудных полях, месторождениях, рудных телах) минерализации разновременных периодов (или в ряде случаев даже эпох) и закономерную преемственность в составе последовательно сменяющихся во времени типов рудоносных пород, прожилков, жил.

При сопоставлении многочисленных данных по геохронологическому изучению процессов формирования месторождений устанавливается, что длительность развития оруденения в пределах месторождений и рудных полей варьирует в очень больших пределах: от сотен тысяч, первых миллионов до десятков и даже сотен миллионов лет. При этом наибольший диапазон выявляется для докембрийских месторождений (до сотен миллионов лет), наименьший (миллион — сотни тысяч лет) — для кайнозойских. Это отличие не может быть объяснено только возрастом погрешности определений при изучении все более древних месторождений, а, с одной стороны, отражает ускорение геологических процессов во времени (акселерацию), устанавливаемое и по другим геологическим наблюдениям, с другой — является результатом неоднократного реоморфизма, преобразования ранее сформированных руд и пород при последующих геологических процессах.

Геохронологические датировки подтверждают также вывод о том, что развитие месторождений происходит пульсационно. Длительность

развития месторождений во всех случаях оказывается при этом следствием проявления многочисленных резко разорванных во времени импульсов рудообразования. Длительность каждого из этих импульсов, как правило, кратковременна и находится в пределах погрешности определения возраста. Иными словами, представление о длительности развития оруденения свидетельствует в первую очередь о длительности перерывов в ходе процесса рудообразования и о неоднократной повторяемости развития минерализации в пределах одного и того же участка. Разновременные минеральные образования имеют при этом общую единую направленность развития даже в тех случаях, когда интервалы между периодами рудообразования составляют десятки или даже сотни миллионов лет. Такие данные опубликованы как в СССР; так и за рубежом для карбонатитовых месторождений, пегматитов, различных по составу скарнов, редкометаллических (Sn — W, Mo — W) грейзеновых, оловорудных турмалин-хлоритовых и сульфидных месторождений, уран-кобальт-никелевых, жильных полиметаллических и многих других типов. При этом, как справедливо было подчеркнуто В. И. Смирновым [1970], на примере стратиформных месторождений цветных металлов ранние парагенезисы их могли образовываться как сингенетичные в доскладчатых условиях, поздние — как эпигенетичные послескладчатые. Соответственно при разработке моделей формирования месторождений следует рассматривать рудообразующие системы в динамике их развития во всем диапазоне времени проявления оруденения.

Широкое распространение унаследованности — приуроченности оруденения к единым структурам и преемственность в составе руд резко различных периодов рудообразования определили появление гипотезы «горячих точек» — глубинных и долгоживущих тепловых аномалий, над которыми на протяжении длительных геологических эпох существуют благоприятные условия для активного минералообразования [Рундквист, 1980]. Однако для понимания принципа унаследования одних горячих точек и установленной «регулярности» их расположения (узлы пересечения линеаментов, «купола» гранитов и гнейсов и т. д.) недостаточно. Унаследование требует совмещения разновременной минерализации не только в плане, но и в разрезе, т. е. в определенном вертикальном диапазоне. Это в свою очередь определяет в качестве одного из условий проявления унаследования или относительно длительную тектоническую стабилизацию блоков, или неоднократное «выведение» участка на «уровень», максимально благоприятный для рудообразования.

3. Принцип подобия развития минерализации в различных масштабах пространства и времени определяет в общем случае единую направленность в ходе формирования оруденения и подобие проявления зональности в различных масштабах: в рудных телах, месторождениях, рудных полях и зонах. Принцип подобия — это частное следствие общего геогенетического закона развития и закона единства пространственно-временных соотношений при формировании минеральных образований (закон Вальтера — Головкинского, широко используемый в стратиграфии, литологии и учении о геологических формациях). Различные аспекты этого важного генетического положения обсуждались А. Н. Заварицким (1947, 1956 гг.), Г. Шнейдерхеном (1952 г.), Дж. Ноблом (1955 г.), А. Д. Щегловым (1963 г.), автором (1965, 1968, 1971 гг.).

При разработке моделей рудных формаций геогенетический закон находит отражение в следующем. Во-первых, последовательность образования минералов, парагенезисов (пород, руд), рудных формаций в ходе стадий минерализации, этапов, эпох в общем случае однонаправленна и подобна. Во-вторых, в каждом более позднем образовании начальные минералы и парагенезисы эволюционных рядов проявляются все более редуцированно вплоть до полного исчезновения, конечные — получают все более полное развитие. При этом последовательность развития минералов и парагенезисов во времени, как правило, отражает закономерности их размещения в пространстве (зональность). По направленности смены ору-

денения в пространстве и во времени, по ориентировке векторов зональности при моделировании необходимо выделять месторождения с прогрессивной и регрессивной зональностью, прямой и обратной, центростремительной и центробежной [Рундквист, Неженский, 1975].

В общем случае принцип подобия определяет возможность широкого использования при построении моделей формирования рудных полей и месторождений генетических выводов, полученных при изучении особенностей образования отдельных рудных тел, жил, прожилков, метасоматических пород. Именно благодаря этому в ряде случаев, как известно, отдельные штуфы, образцы руд как бы в миниатюре «моделируют» строение рудных тел, месторождений в целом, дают представление о характерных пространственных и временных соотношениях парагенезисов.

4. Принцип симметрии Кюри — Шафрановского. Универсальный принцип симметрии Кюри был сформулирован им для всех физических явлений (электрических, магнитных полей) в 1908 г. следующим образом: «Характеристическая симметрия некоторого явления есть максимальная симметрия, совместимая с существованием явления...». В последующем этот принцип был детализирован и уточнен И. И. Шафрановским [1964] применительно к развитию всех геологических образований. Для разработки теории моделирования важные следствия вытекают из положения об определяющем влиянии вектора гравитации на строение и симметрию формирующихся геологических тел. В соответствии с этим принципом строение месторождений и рудных тел по вертикали в общем случае всегда должно быть асимметричным, однонаправленным, а по горизонтали характеризоваться билатеральной или центральной симметрией, которая в ряде случаев может трансформироваться с учетом элементов гомотопии и подобия.

Ярким примером асимметричной однонаправленной вертикальной зональности может служить зональность железорудных, медных, полиметаллических, уран-молибденовых и других стратиформных сингенетических (эксгальационно-осадочных, гидротермальных), а также эпигенетических рудных элементов, развивающихся согласно с напластованием пород, а также зональность хромитовых, платиновых, медно-никелевых месторождений, приуроченных к комплексам расслоенных интрузий.

Аналогичной однонаправленной вертикальной и менее четко выраженной горизонтальной зональностью обладают зоны регионально распространенных метасоматитов: вторичных кварцитов, пропилитов, грейзенов, фельдшпатолитов. При таком подходе особого внимания заслуживают все те месторождения, для которых указывается симметричная, «чехольная» вертикальная зональность рудных тел или, напротив, отмечается отсутствие зональности при значительной вертикальной протяженности рудных тел, поскольку оба случая не согласуются с принципом симметрии Кюри.

При изучении чехольной зональности, описанной для многих месторождений силикатно- и сульфидно-касситеритовой, вольфрам-молибденовой грейзеновой и других формаций, действительно отмечается симметричность в развитии сульфидов, алюмосиликатов щелочной стадии метасоматизма и на верхних, и на нижних горизонтах месторождений, при меньшем количестве сульфидов и распространении кислотных парагенезисов существенно кварцевых, кварц-турмалиновых, кварц-топазовых, кварц-флюоритовых — в центральных частях. Вместе с тем при более детальном сопоставлении особенностей состава жил, прожилков метасоматитов на верхних и нижних горизонтах всегда констатируются отличия, наиболее отчетливо проявляющиеся в парагенезисах нерудных минералов и в составе элементов-примесей рудных минералов.

В качестве примера приведем схематическую модель формирования жильного грейзенового тела, развивающегося в эндо-, экзоконтакте материнских гранитов (рис. 2). Динамика развития таких тел в верхних и нижних горизонтах полярна по ряду характеристик (особенностям температурного поля, направлению течения растворов и др., см. рис. 2, а), что приводит к формированию наряду с билатеральной горизонтальной

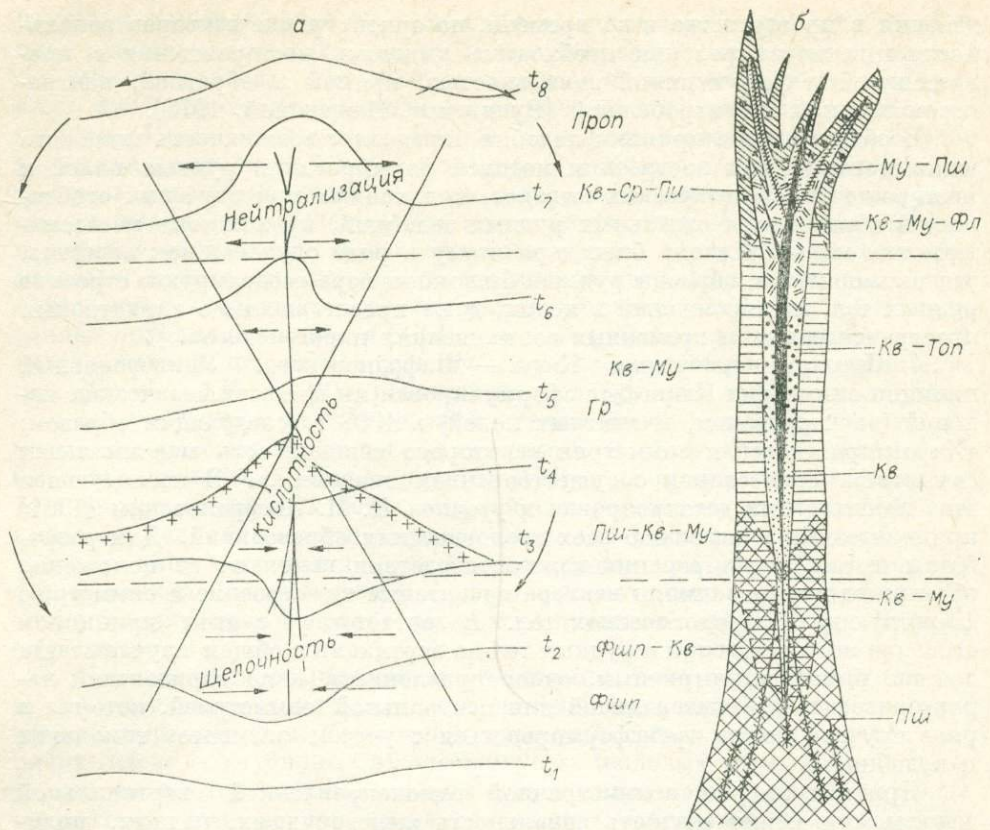


Рис. 2. Модель формирования жильного грейзенового тела в экзо-, эндоконтакте гранитной интрузии: а — принципиальная схема симметрии и направления течения рудообразующих растворов, б — итоговая зональность грейзенов. t_1-t_8 — геозотермы. Зоны:

Фшп — фельдшпатизации, Гр — грейзенизации, Проп — пропилитизации; Фл — флюорит, Пи — полево шпат, Му — мусковит, Кв — кварц, Ср — серицит, Топ — топаз.

симметрией асимметричной вертикальной зональности. Важно подчеркнуть при этом принципиальную разницу в границах зон — по горизонтали (или поперек мощности) они резкие и четкие, по вертикали границы между зонами нет (на рис. 2, б они условны) — фиксируется последовательное направленное «фациальное» изменение состава внутренней, промежуточной и внешней зон метасоматитов.

Специального дополнительного изучения и проверки заслуживают также все те месторождения, для которых считается не характерной или не проявленной вертикальной зональность. Неизбежное проявление гравитационных сил при формировании оруденения теоретически во всех случаях должно приводить к различию минерализации, структур и строения рудных тел на верхних и нижних горизонтах.

В этом отношении характерен опыт изучения Квайсинского полиметаллического месторождения на Кавказе. Ранее считалось, что в крутопадающих жильных телах этого месторождения, прослеживающихся более чем на 800 м по падению, вертикальная зональность не проявлена. Специальным исследованием Х. А. Тедиашивили (1975—1979 гг.) опроверг это заключение и установил закономерное появление в рудных телах и метасоматитах с глубиной пренита, корренсита, гипса, флюорита, исчезновение барита и направленные изменения в составе смешанослойных минералов, сульфидов (в сфалерите — увеличение кадмия, в галените — серебра и таллия и т. д.). К близкому выводу о проявлении здесь вертикальной зональности пришли также А. Г. Жабин и Н. А. Тамазашвили (1980 г.).

Обобщение материалов по вертикальной зональности метасоматических пород и руд различных типов месторождений [Рундквист, Неженский, 1975; и др.] и использование принципа симметрии Кюри при анализе строения рудных тел позволили сформулировать практически важный вывод о всевозрастающей степени отличия состава руд и метасоматических пород (рудных и нерудных минералов) по мере удаления от центральных частей рудных залежей вверх или вниз. При этом для верхних горизонтов в целом характерно развитие относительно высокотемпературных жил и прожилков на фоне средне- или низкотемпературных метасоматитов; для нижних типичны противоположные соотношения: средне- и даже низкотемпературные жилы и прожилки на фоне более высокотемпературных метасоматических изменений. Так, для нерудных зон кварц-касситеритовых месторождений характерны кварц-турмалиновые, турмалиновые, кварц-турмалин-полевошпатовые, иногда с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, леллингитом прожилки, жилы среди зон кварц-серицит-биотитовых, кварц-карбонат-хлоритовых изменений прожилитового типа. Для более низкотемпературных типов месторождений характерны флюоритовые, баритовые, кальцитовые жилы и прожилки среди аргиллизированных пород или кварц-альбитовые, кварц-турмалиновые прожилки среди серицит-хлоритовых метасоматитов. В подрудных зонах наблюдается, по существу, противоположные закономерности: на фоне региональных зон фельдшпатизации, скарнирования — развитие более низкотемпературных сульфидных прожилков (халькопирит-пиритовых, пирит-сфалеритовых и др.).

Представляется, что в тех случаях, когда вертикальная зональность действительно не устанавливается, это может быть результатом завуалированности зональности вследствие влияния различных вмещающих пород, или итогом последующего метаморфизма, или следствием резко нарушенного положения тела при последующих тектонических движениях. В частности, такой случай описан Э. И. Кутыевым (1979 г.) для Дегтярского медноколчеданного месторождения, первично-стратиформная залежь которого находится в настоящее время в опрокинутом залегании и располагается под углами $55-80^\circ$ к современной поверхности. В результате этого фиксируемая в настоящее время слабо проявленная зональность по падению тела в действительности в первичном залегании представляла собой горизонтальную фациальную зональность по напластованию, лишь несколько осложненную при последующем метаморфизме.

Выше рассмотрен лишь один из многих аспектов применения принципа симметрии Кюри и его интерпретации, данной И. И. Шафрановским, к анализу зональности рудных тел. Изложенные данные свидетельствуют о возможности широкого использования этого принципа при всех палеореконструкциях на период рудообразования и разработке геолого-генетических моделей.

Не обсуждавшиеся выше другие случаи применения принципа симметрии при моделировании могут быть связаны с анализом динамики процессов минералообразования. В частности, по симметрии морфологии рудных тел и их зональности можно определить направления течения растворов, перемещения расплавов и т. д. Для примера приведем характерную серповидную ролловую морфологию и зональность тел инфильтрационных урановых месторождений, возникающих на склонах поднятий при направленном субгоризонтальном течении растворов [Гидрогенные месторождения урана, 1980]. В этом случае вертикальная билатеральная симметрия таких ролловых тел выявляет симметрию и направление течения рудообразующего потока (рис. 3).

5. Принцип рудоконтролирующей роли геоида. При разработке теории моделирования процессов формирования месторождений различных рудных формаций следует иметь в виду эмпирически устанавливаемое положение о максимальной благоприятности для возникновения и последующего сохранения месторождений их расположения в период формирования вблизи поверхности геоида. Поверхность геоида — это поверхность

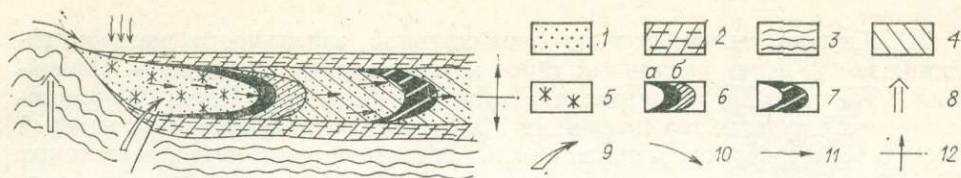


Рис. 3. Развитие инфильтрационного уранового оруденения на склонах поднятия по Г. В. Грушевому [Гидрогенные месторождения урана, 1980].

1 — проницаемые отложения рудомещающего горизонта; 2 — алевролиты водоупорных горизонтов; 3 — породы фундамента; 4—7 — зональность преобразования пород: 4 — первичные пестроцветные отложения, 5 — эпигенетические окисленные породы, 6 — ролловые тела с урановым богатым (а) и бедным (б) оруденением, 7 — захороненные руды; 8 — направление восходящих движений; 9 — направление течения восстановительных вод; 10 — то же, окислительных; 11 — направление инфильтрационного потока; 12 — симметрия строения рудоносных тел по отношению к направлению потока.

изопотенциальных значений вектора гравитации, трассирующая под континентами поверхность Мирового океана. Поверхность геоида в общем случае определяет региональный базис эрозии, уровень проникновения инфильтрационных вод, а вместе с тем и уровень смешения их с глубинными восходящими растворами, намечает зону смены окислительных и восстановительных условий и в силу этих причин существенно сказывается на рудообразовании. Но палеорельеф, его абсолютные отметки над уровнем моря, степень расчлененности, динамика развития традиционно анализируются лишь при изучении закономерностей формирования экзогенных месторождений: россыпей, латеритных кор выветривания, осадочных месторождений и некоторых других. При изучении эндогенных месторождений обычно ограничиваются рассмотрением глубинности их формирования с выделением месторождений «больших», «средних», «малых» глубин, близповерхностных и т. д. без учета реального рельефа местности в период рудообразования и расположения месторождений по отношению к геоиду. Когда такой анализ осуществляется, то выясняется ряд практически важных положений.

Во-первых, устанавливается, что многие месторождения, формирующиеся на различных глубинах, оказываются расположенными закономерно вблизи поверхности геоида. Это положение в наиболее общем виде было сформулировано в работах А. Н. Кена, В. И. Васильева [1969 и др.], В. В. Богацкого [1970], Д. В. Рундквиста и И. А. Неженского [1975] и др. К таким же выводам можно прийти из анализа опубликованных работ Р. Силлитоу (1975 г.) и И. Г. Павловой (1978 г.) по медно-порфировым месторождениям, В. И. Васильева (1970 г.), В. В. Боголепова (1979 г.) по грейзеновым месторождениям, В. А. Гуменюка, А. Ф. Кайдалова, А. П. Сорокина (1980 г.) по золото-полиметаллическим месторождениям, М. М. Василевского и С. Н. Калабашкина (1972 г.) по золото-серебряным месторождениям. На основе изучения динамики формирования рельефа в истории геологического развития Сихотэ-Алиня, Монголии, Сьерра-Невады, Берегового хребта важный вывод о приуроченности подавляющего числа рудных месторождений к поверхности палеогеоида (на период рудообразования) содержится в работе И. К. Волчанской [1981].

Во-вторых, при анализе размещения оруденения по вертикали устанавливается, что самые различные типы оруденения развиваются в пределах определенного «слоя», называемого исследователями по-разному: «рудоносным горизонтом» (например, сурьмяный, хромитовый и т. д.) или «рудоносным слоем», «рудоносной поверхностью», «критическим горизонтом». При этом в большинстве случаев отмечается, что на период рудообразования этот рудоносный слой располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенеппенизированной поверхности палеорельефа. Такой вывод вытекает из работ И. П. Кушнарера [1969], А. М. Бакланова по полиметаллическим месторождениям Карамазара; Б. Л. Флерова, Л. Н. Индолева, Я. В. Яковлева, Б. Я. Бигуса [Геология..., 1971] по оловорудным месторождениям Якутии; В. В. Богацкого по железорудным месторождениям Сибири [1970]; А. Н. Кена, В. И. Васильева по колче-

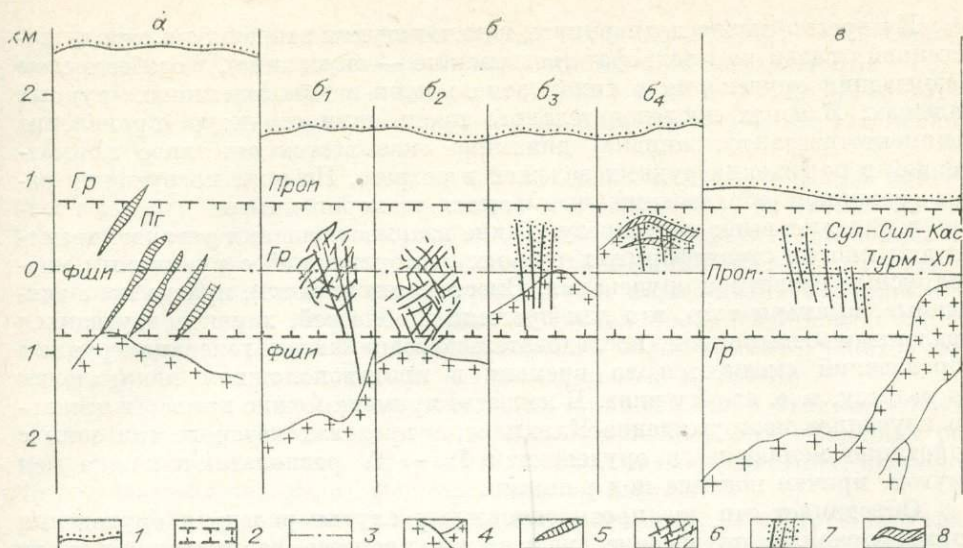


Рис. 4. Схема размещения редкометалльных пегматитовых (Пг), оловянно-вольфрамовых грейзеновых (Гр) и сульфидно- и силикатно-касситеритовых месторождений (Сул—Сил — Кас) среди турмалин-хлоритовых (Турм—Хл) метасоматитов на фоне регионально распространенных метасоматитов (Проп — пропилиты, Гр — грейзены, Фшп — фельдшпатолиты).

а, б ($\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4$), в — различные варианты взаимного расположения метасоматитов рудных тел и гранитов по отношению к поверхности рельефа и геоида. 1 — поверхность палеопеппелена; 2 — границы рудоносного слоя; 3 — поверхность геоида; 4 — разновозрастные гранитоиды; 5 — жильные тела пегматитов; 6 — штокверки; 7 — кварцево-рудные жилы с околожильными метасоматитами; 8 — грейзенизированные купола гранитов («апограниты»).

данно-полиметаллическим месторождениям Алтая [1969]; В. Л. Барсукова, Г. Д. Гладышева, В. Н. Козырева, Н. П. Лаверова, Б. И. Малышева [Условия..., 1972] по урановым месторождениям в вулканических депрессиях и др. С этой позиции становятся понятными имеющиеся в литературе многочисленные данные, указывающие на устойчивость гипсометрических отметок развития оруденения в различных рудных районах, т.е. распространение оруденения на значительные расстояния в субгоризонтальной плоскости. Характерным примером развития оруденения в субгоризонтальной плоскости является классический рудный район Корнуолла. Здесь «рудоносный слой», в пределах которого локализованы Sn — W, Sn — Cu, Cu — Pb — Zn, Pb — Zn — Fe — U, имеет мощность 400—800 м и распространяется в субгоризонтальной плоскости на 200 км (Hosking, 1964 г., Moore, 1979 г.). На примере Корнуолла, оловорудных районов Якутии и других был сделан также важный вывод о том, что зональность оруденения, связанного с интрузиями, развивается не концентрически, обрамляя рудоносные массивы, как это ранее представлялось по известной схеме В. Эммонса, а проявляется преимущественно в субгоризонтальном направлении — в пределах рудоносного слоя. Особенности развития редкометалльного оруденения в определенной субгоризонтальной зоне, параллельной поверхности палеорельефа и поверхности геоида, иллюстрирует схема, приведенная на рис. 4. На этой схеме условно показаны три уровня регионально проявленных метасоматитически измененных пород: пропилитов, грейзенов, фельдшпатолитов. В зависимости от глубины развития гранитов и оруденения по отношению к палеорельефу и поверхности геоида и, как следствие этого, различной открытости — закрытости системы при сходном составе гранитов и постмагматических растворов могут возникать различные типы месторождений, отличающиеся как составом, так и морфологией. При этом грейзеновые месторождения возникают в «слое» распространения региональной грейзенизации, но могут существенно отличаться в зависимости от расположения гранитов, даек, систем трещин и т. д.

Интересно также подчеркнуть намечающуюся зависимость между динамикой развития рельефа (воздымание — опускание), особенностью размещения оруденения и типом зональности в «многоэтажных» рудных залежах. В зонах последовательного прогибания структур (проявление седиментогенеза, вулканизма) динамика оказывается отчетливо запечатленной в положении рудных залежей в разрезе. По мере погружения ранее возникшие образования оказываются «захороненными» и более поздние возникают выше по разрезу. Такие взаимоотношения устанавливаются для многих стратиформных рудных месторождений с ритмичным многоярусным развитием оруденения. Вместе с тем имеются, правда пока единичные, примеры того, что для орогенных областей, характеризующихся медленным воздыманием, последовательно возникающие генерации рудных образований смещаются во времени в противоположном направлении по разрезу, т. е. сверху вниз. В качестве примера можно привести детально изученное месторождение Клаймакс, в пределах которого три зоны с однотипно меняющимся оруденением $Mo \rightarrow W$ располагаются одна над другой, причем поздние под ранними.

Объединяет эти два противоположных случая развития оруденения единое правило: оруденение смещается в процессе формирования снизу вверх в блоках, испытывающих опускание, и сверху вниз в блоках орогенеза и воздымания. В целом все отмеченные выше особенности размещения различных типов оруденения по отношению к геоиду являются результатом как резких изменений физико-химических параметров системы вблизи этой поверхности, так и оптимальных условий для сохранения месторождений при их формировании вблизи поверхности геоида. Чем дальше удалены рудные тела от поверхности геоида (вверх, например в жерловых частях вулканов, или вниз, например в глубоководных впадинах), тем меньше возможностей им сохраниться в истории геологического развития при последующих тектонических движениях вследствие появления эрозии и метаморфизма.

Рассмотренные выше принципы обобщают наиболее общие структурно-вещественные и пространственно-временные закономерности развития минерализации, проявляющиеся в различных масштабах — при формировании рудных тел, месторождений, рудных полей, металлогенетических зон.

Принципы не определяют конкретный черт геолого-генетических моделей месторождений, которые крайне разнообразно проявляются в природе, а определяют лишь те методические подходы и факторы, которые необходимо учитывать при анализе процессов рудообразования и построении моделей. Применительно к каждому конкретному типу оруденения в зависимости от генетических особенностей процессов (осадочный, вулканогенный, интрузивный, гидротермально-метасоматический, метаморфический, инфильтрационный) и от типа структур, где они проявляются (области орогенеза, рифтогенеза, геосинклинальные или платформенные прогибы, островные дуги и т. д.), эти принципы реализуются по-своему, приводя в итоге к формированию резко различных по строению рудных тел, месторождений, рудных полей (сравни, например, зональность на рис. 1, 2, 3 соответственно для магматических, жильных гидротермальных и инфильтрационных месторождений).

Одна из существенных сторон разработки проблем генезиса при моделировании — анализ закономерного изменения всей рудообразующей системы во времени, установление последовательности событий, отражающих важнейшие специфические особенности месторождений отдельных рудных формаций.

Проиллюстрируем это важное положение на примере грейзеновых месторождений, формирующихся первоначально в рамках магматических систем, затем пневматолито-гидротермальных, далее гидротермальных с закономерным возрастанием к концу процесса роли поверхностных инфильтрационных вод. Более детально события при формировании грейзеновых месторождений можно представить в виде следующей «генеральной» модели их развития.

1. Возникновение гранитной магмы в условиях общего растяжения земной коры на орогенной или активизационной стадии развития.

2. Перемещение и становление гранитной магмы на глубинах от 1,0—1,5 до 3—5 км, что примерно соответствовало, очевидно, на тот период абсолютным отметкам рельефа.

3. Последовательное уменьшение давления в магматической камере вследствие магматической поляризации и «всасывания» растворов из окружающих пород («трансапоризация»), обогащение расплавов водой.

4. Пульсационное развитие кристаллизационной дифференциации с образованием нескольких магматических фаз, первоначально ранней фазы внешних частей интрузий, затем гранитов более глубинных частей мелко- и среднезернистых с преобразованием более ранних гранитов под влиянием летучих в крупно- и гигантозернистые разновидности.

5. Становление различных генераций жильных тел и отделение постмагматических растворов от ранних, более щелочных, производящих региональную калишпатизацию гранитов первой фазы, до поздних, наиболее кислотных, определяющих формирование грейзенов.

6. Возникновение закономерно ориентированных систем трещин в гранитах и в кровле над интрузиями в результате кристаллизационной «усадки» и «опустошения» магматических камер. Использование возникающих трещин жильными телами аплитов и пегматитов (главным образом в связи с гранитами первой фазы), дайками микрогранитов, онгонитов, образование кислых вулканитов при развитии сообщающихся с поверхностью систем трещин.

7. Усиление неравномерного распределения давления в рудообразующей системе в результате трещинообразования, возникновения локальных участков пониженных давлений, благоприятных для накопления постмагматических растворов, в частности в куполах и гребнях гранитов под экраном вышележащих толщ.

8. Широкое развитие постмагматических процессов преобразования зон роговиков, раскристаллизованных гранитов, вплоть до частичного вторичного их переплавления в участках максимального накопления летучих, щелочей, редких элементов (в куполах). Формирование региональной метасоматической зональности со сменой снизу вверх: фельдшпатизация → грейзенизация → процилитизация.

9. Возрастание роли экзокинетической трещиноватости по мере завершения собственно магматических процессов, активная циркуляция растворов снизу вверх вдоль систем трещин: граниты поздних фаз → граниты ранних фаз → породы кровли.

10. Кислотно-щелочная эволюция растворов в ходе их циркуляции в силу изменений давления, температур и взаимодействия с вмещающими породами. Формирование рудоносных локальных зон грейзенизации с контрастной зональностью.

11. Возрастание значения гранитов как источника тепла, длительно (до 20—30 млн. лет) сохраняющих аномальное температурное поле. Развитие систем «конвекционной» циркуляции растворов с перемещением снизу вверх от «активных точек» — участков распространения аномальных тепловых потоков над куполами, в зонах трещиноватости и просачиванием сверху вниз по периферии.

12. Постепенное выравнивание температур и давлений в рудообразующей системе, уменьшение градиентов и, как следствие этого, инвентирование первичной зональности за счет наложения на зоны различного состава однотипных более поздних средне- и низкотемпературных образований, возникающих при значительно большей роли экзогенных факторов и вод поверхностной циркуляции.

В заключение подчеркнем три основных вывода.

1. Разработка геолого-генетических моделей рудных формаций и формационных типов — одна из важнейших задач дальнейшего совершенствования принципов и методов локального прогнозирования и детальных поисков месторождений.

2. При построении моделей необходимо широко использовать (а также уточнить и детализировать) рассмотренные выше принципы — конвергентности, унаследования, подобия, симметрии, геоида, отражающие наиболее общие закономерности формирования оруденения в истории развития земной коры.

3. Конкретные черты геолого-генетических моделей рудных месторождений различны и в первую очередь требуют детального изучения последовательности развития геологических процессов в меняющихся во времени рудообразующих системах.

Одна из назревших задач настоящего периода развития учения о месторождениях полезных ископаемых — разработка систематики и классификации геолого-генетических моделей на основе палеореконструкций рельефа, геологических и физико-химических условий образования оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Богацкий В. В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. Красноярск, 1970. 164 с.
- Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 237 с.
- Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии/Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев, Б. Я. Бигус. М.: Наука, 1971. 318 с.
- Гидрогенные месторождения урана/Ред. А. И. Перельман. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
- Кен А. Н., Васильев В. И. Расшировка структур колчеданно-полиметаллических месторождений доскладчатого возраста.— Разведка и охрана недр, 1969, № 4, с. 14—18.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Ред. Д. В. Рундквист. Л.: Недра, 1978. 607 с.
- Кузнецов В. А. Рудные формации.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Кушнарв И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969. 149 с.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Ред. Д. В. Рундквист. Л.: Недра, 1981. 423 с.
- Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Карнуолла (Англия).— Геол. рудных месторожд., 1980, № 6, с. 3—17.
- Рундквист Д. В., Нежинский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
- Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестн. МГУ, 1960, № 2, с. 2—15.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1970, № 6, с. 3—15.
- Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
- Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях/В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др., М.: Атомиздат, 1972. 312 с.
- Ферман А. Е. (1937). Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. III. 798 с.; 1958, т. IV. 588 с.
- Шафрановский И. И. К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии Кюри.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1964, т. 93, вып. 4, с. 460—463.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЕДИНОЙ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

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, что позволяет не только рассуждать о генетических моделях рудных месторождений, рудных 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, мы должны всегда не упускать из виду, 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 важным в применении метода моделирования является возможность глубокого исследования построенной модели, получение с ее помощью необходимой новой информации, а главное — практическое использование в функциях объектов модели и природного оригинала, модели и предметов прогноза, поскольку аналогия полезна уже тем, что она наводит на догадки [Кондаков, 1975].

Нельзя не считать, вслед за В. А. Кузнецовым и др. [1981], 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 рудоотложения, причины и условия концентрации. Отсюда полная 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 создаются при благоприятном сочетании различных природных явлений и процессов. Соответствующие им генетические модели слагаются тем или иным набором из общего, сравнительно небольшого, числа субмоделей взаимозаменяемого содержания: в различных геологических ситуациях осуществляются различные их комбинации.

Успешному построению единой (общей) модели рудного месторождения должно способствовать то важное обстоятельство, что при большом разнообразии источников металлов и растворов рудообразование как химический процесс происходит в достаточно *стандартной физико-химической обстановке из стандартного рудообразующего раствора в стандартном диапазоне температуры и давления в условиях стандартной физической и химической среды* (силикатные горные породы, реже карбонатные горные породы). Прямым следствием закона стандартности условий рудоотложения, как известно, является *закон конвергентности рудных минеральных парагенезисов*, обуславливающий полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов, однотипных по составу и прочим параметрам месторождений. В этой стандартности уже заложена главная геохимическая конструкционная основа единой модели эндогенного рудного месторождения: ведь не зря понятие «стандарт» зачастую рассматривается соответствующим понятию «модель». Таким образом, единая генетическая модель эндогенного рудного месторождения должна представлять собой совокупность таких субмоделей, которые опираются как на *переменные*, так и на *постоянные* составляющие.

Модель, поскольку она упрощена и загрублена по сравнению с природными объектами, более легко 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 геологического процесса, порождающего рудообразование;

В — источник рудного вещества;

Г — источник рудообразующего раствора;

Д — источник энергии рудного процесса;

Е — рудообразующий раствор (Ер — растворитель, Еж — жидкое растворенное вещество, Ег — растворенный газ);

Ж — среда отложения;

З — механизм отложения;

И — зональность;

К — взаимодействие с вмещающими породами;

Л — термодинамическая обстановка рудоотложения.

Существенное генетическое различие эндогенных рудных месторождений обусловлено разнообразием как геологических процессов, порождающих рудообразование, так и возможными сочетаниями трех источников: источника металлов (рудного вещества); источника рудообразующих растворов — среды, мобилизующей и переносящей рудное вещество; источника энергии, приводящей в движение механизм мобилизации и переноса.

Порождающие рудообразование геологические процессы. 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, отвечающий на вопрос о том, с каким типом геологического процесса и 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 этих зонах — оболочках Земли — процессах и явлениях позволяет в настоящее время среди эндогенных процессов, важных и интересных с точки зрения попутного рудообразования, по глубинности зарождения (А) различать процессы *внутрикоровые* (А₁), *мантийно-коровые* (А₂), *верхнемантийные* (А₃), *глубинно-верхнемантийные* (А₄), имея в виду, что первоисточником энергии всех этих процессов является внутреннее тепло Земли, тепло мантии.

К планетарным эндогенным геологическим процессам, порождающим рудообразование (В), относятся: *плутоногенная интрузивная деятельность* (коровый гранитный магматизм (В₁), *верхнемантийный базальтоидный магматизм* (В₂), *глубинно-верхнемантийный щелочной* (В₃) и *щелочно-карбонатитовый магматизм и метасоматизм* (В₄)), *вулканогенная деятельность* (В₅), *деятельность интрателлурических растворов* (В₆), *метаморфизм* (В₇) и *ультраметаморфизм* (В₈). Типы процессов В₅ — В₈ могут быть подразделены, как и плутоногенная интрузивная деятельность. В этом случае автор просто не располагает соответствующими данными.

Среди эндогенно-экзогенных процессов все большее и большее значение для рудообразования раскрывается у *вулканогенно-осадочного* (В₉) и *гидротермально-осадочного* (В₁₀), характеризующихся совмещением осадкообразования с одновременной деятельностью гидротермальных рудообразующих растворов различного происхождения. Среди последних мы более или менее однозначно начинаем различать пока продукты вулканизма и соответствующие месторождения вулканогенно-осадочного типа. К экзогенным процессам принадлежит *осадкообразование* (В₁₁) и *диагенез* (В₁₂).

Источники рудного вещества (В). 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 [Овчинников, 1976]. 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* (В₁), *магматический очаг в земной коре* (В₂) или *верхней мантии* (В₃₋₄), *зоны регионального метаморфизма и метасоматизма* (В₅), *зоны ультраметаморфизма* (В₆), *океанический бассейн (морская вода)* (В₇), *осадочные пласты* (В_{8д}, В_{8б}), *вулканогенные толщи* (В_{9д}, В_{9б}), *интрузивные*

массивы ($B_{10д}$, $B_{10б}$) как удаленные от мест концентрации (B_d), так и окржающие рудные тела (B_6).

Источники рудообразующих растворов (Г). Рудонесущая среда, главным образом нагретая вода как основной растворитель, также полигенна и представляет собой одну из важнейших переменных компонент генетической модели рудного месторождения. Сейчас особенно стали 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.

Среди вод, играющих роль в формировании эндогенных месторождений, выделяются воды: магматические (G_1), интрателлурические (G_2), метаморфические (G_3), метеорные (G_4), реликтовые (G_5), океанические (морские) (G_6). Их сочетание дает комбинации различных смешанных (G_c) вод.

Полигенность и конвергентность эндогенных рудных месторождений определяются также разнообразием агрегатных форм рудного вещества, механизмов выноса металлов из первоисточников. С точки зрения общей генетической модели эти переменные имеют несколько второстепенное значение. Однако возможность их различия расширяет степень информативности модели, тем самым еще более углубляя 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 (G_7) или газовых флюидов (G_8).

Источники энергии рудного процесса (Д). 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 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, недавняя публикация В. И. Смирнова [1981], посвященная рассмотрению энергетических основ постмагматического рудообразования.

Рудообразующий раствор (Е). 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 (E_p). Как уже 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 и прочие явления.

Таким образом, прохождение всего многообразия параллельных и последовательных реакций, протекающих в динамической гидротермальной системе, регулируется *полиморфизмом воды*, скачкообразным изменением ее структуры в области особых температурных точек [Овчинников, Масалович, 1981]. 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 ($E_{ж}$). Рудообразующий раствор имеет весьма сложный многокомпонентный состав, включающий 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 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 *галлоидным*, в основном *хлоридным*, комплексам тяжелых и щелочных металлов.

Растворенный газ (E_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 распространен и *сернистый газ*, играющий весьма существенную роль при формировании многих важных типов эндогенных месторождений [Овчинников, 1980].

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* [Овчинников, Жабин, 1977]. *Гомогенные сульфидные месторождения* ($E_{Г_1}$) образуются из гидротермальных растворов, содержащих наряду с металлами в достаточном количестве и ювенильный сернистый газ. В растворе, приводящем к возникновению *гетерогенных сульфидных месторождений* ($E_{Г_2}$), сернистый газ отсутствует. Для отложения полиметаллов сера должна заимствоваться из обязательно замещаемых в этом случае *протопиритов*, образованных ранее любым путем.

Среда отложения (Ж). Чаще рудоотложение происходит в неравномерно-пористой среде твердых *силикатных пород* ($Ж_1$), в меньшей степени при замещении *карбонатных пород* ($Ж_2$), а также в *морской (озерной) воде* ($Ж_3$). 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 окружающими силикатными 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*, оказывающего свое влияние на распределение и перераспределение металлов.

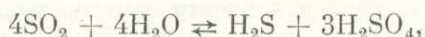
Механизм отложения (З). Рудное месторождение включает в себя *рудное тело* и *первичный геохимический ореол*, составляющие генетически и временно-пространственно единое целое; различие между ними лишь в уровне концентрации главных металлов. В основе рудоотложения лежит *трещинный метасоматоз*, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со сложным движением раствора в пористой среде. Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-по-

ровое 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 осаждаемых соединений металлов в направлении движения растворов.

Хроматографическое разделение особенно благоприятно для природного рудообразующего раствора с его малыми содержаниями растворенных металлов, так как этим способом происходит их значительное концентрирование при прохождении огромных объемов воды. Хроматография, имеющая конечной целью разделение веществ, не представляет собой какое-то особое явление. Этим понятием объединяется широкий круг физико-химических процессов распределения, адсорбции, диффузии, ионного обмена. Поскольку процессы рудообразования охватывают всегда сложный комплекс явлений и их нельзя описать с позиций только какого-то одного из них, постольку теория и методы хроматографии, закономерности хроматографических процессов, являющиеся достоянием физической химии, дают наиболее близкое к истине понимание сути этих процессов рудоотложения.

Ход процесса осаждения сульфидов можно передать такой системой простейших реакций.

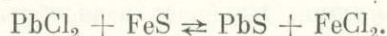
В гомогенных месторождениях привносимый самим раствором сернистый газ при достижении критической температуры начинает спонтанно реагировать с водой с образованием серной кислоты и сероводорода [Овчинников, 1980]



а затем уже



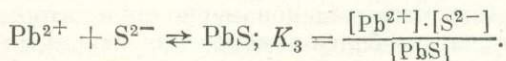
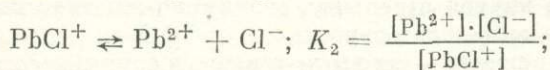
В гетерогенных месторождениях:



Кажущиеся в этом случае условия равновесия определяются законом действующих масс

$$K_1 = \frac{[\text{PbS}] \cdot [\text{HCl}]^2}{[\text{PbCl}_2] \cdot [\text{H}_2\text{S}]}$$

Однако обменные реакции могут происходить только в случае наступления момента разрушения соответствующего комплекса и последовательность отложения должна регулироваться уже реакциями:



Осаждение в начале зональной колонки ореола (а затем и рудного тела) начинается с металла, образующего наиболее трудно растворимые комплексы, заканчивается в верхних головных частях выпадением соединений металлов, находившихся в растворе в виде наиболее устойчивых (наиболее растворимых) комплексов. Константа устойчивости K_2 комплекса соответствующего металла строго определяет время и место его осаждения.

Эндогенное рудообразование протекает в условиях неизбежно снижающейся температуры в интервале от 600 до 50—30°C. При движении растворов и рудоотложении для температурного интервала 600—300° характерно активное гидролитическое разложение силикатных пород с

экстракцией растворов 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°, сопрягается с этапом *дискретного* осаждения рудных компонентов, максимумы последовательных стадий которого отвечают областям температур особых точек воды: 410—416, 340, 270, 225, 165, 100, 60, 40°C. 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 [Овчинников, Масалович, 1981].

Таким образом, в соответствии с регрессивным длительным непрерывно-прерывистым ходом рудного процесса формирования эндогенного месторождения всегда многостадийно с закономерной сменой высокотемпературных стадий все более низкотемпературными, отвечающими различным *ступеням минерального равновесия*. Стадийность во времени сопрягается с зональностью в пространстве всегда, когда процесс протекает в динамических условиях дифференциального движения раствора и растворяемых в нем веществ.

Зональность (И). Универсальная устойчивая зональность — органичное свойство рудного процесса — проявляется неизбежно 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, универсальности заметно различаются геохимические спектры ореолов месторождений *литофильных* (I_1), *сидерофильных* (I_2) и *халькофильных* (I_3) металлов. Первую группу составляют преимущественно редкометалльные 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 полиметаллов генетически разнообразные месторождения золота, вольфрама, молибдена, олова, флюорита и другие, содержащие примесные сульфиды.

Для всех трех групп характерны восемь сквозных элементов-индикаторов, сохраняющих 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 месторождениями более высокотемпературными (или более глубинными), своим рядом предваряют ряд халькофилов.

Эта же конкретная зональность главных промышленных металлов стандартно проявляется по вертикали и латерали при формировании рудных тел, месторождений, рудных полей, в региональном распределении месторождений в рудной провинции, что было четко подмечено еще Эммонсом и его предшественниками.

Взаимодействие с вмещающими породами (К). Рудообразование всегда сопровождается широкими метасоматическими преобразованиями силикатных пород, захватывающими весьма большие их объемы, во многие сотни и даже тысячи раз превышающие объемы собственно рудных тел. Активное гидролитическое разложение силикатов приводит к формированию различных по составу зон *околорудных метасоматитов*, представ-

ляющих подобно геохимическим ореолам также одну из важнейших компонент генетической модели рудной формации. Околорудным метасоматитам посвящена обширная литература, многочисленны и их вещественно-генетические классификации (см., например, [Щербань, 1975; Омеляненко, 1978]). Если принять классификацию гидротермально-метасоматических формаций, предложенную для практической прогнозной цели Д. В. Рундквистом [Критерии..., 1978], то должно быть выделено и должно учитываться следующих четырнадцать генетических *субмоделей продуктов взаимодействия* рудоносного раствора с силикатными вмещающими породами: *пропилиты* (K_1), *вторичные кварциты* (K_2), *аргиллизиты* (K_3), *турмалин-хлоритовые метасоматиты* (K_4), *березиты* (K_5), *гумбеиты* (K_6), *серпентиниты* (K_7), *уралититы* (K_8), *магнезиальные скарны* (K_9), *известковые скарны* (K_{10}), *грейзены* (K_{11}), *фельдшпатолиты* (микроклиниты, альбититы) (K_{12}), *фениты* (K_{13}), *карбонатиты* (K_{14}). В формации березитов входят также и листвениты; несколько не соответствует эпигенетическому ряду метасоматитов термин «карбонатиты», это понятие, как известно, охватывает не только эпигенетические образования.

Термодинамическая обстановка рудоотложения (Л). Несколько слов о температурах и давлениях, при которых происходит рудообразование.

Температура. Длительное рудообразование протекает в условиях снижающейся температуры, всегда захватывая интервал в несколько сот градусов, в целом от 600 до 50—30°C. При формировании крупного месторождения может создаваться температурный градиент по вертикали и в объеме. В отдельных случаях по началу процесса отложения руд возможно выделение месторождений *высокотемпературных* (L_{T_1}), *среднетемпературных* (L_{T_2}) и *низкотемпературных* (L_{T_3}).

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, до сих пор еще 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) 1300—1350 кг/см², максимальное среднее давление — более чем 3000 кг/см², а минимальное — может быть даже отрицательным до 500 кг/см², что свидетельствует о возможности проявления растягивающих усилий и образовании разреженных полостей [Овчинников, 1969].

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 тех и других пласты известняка всегда будут создавать значительную разрядку напряжений, при гидростатическом давлении менее 1000—1400 кг/см² выражающуюся в их хрупкой деформации, а при больших давлениях — в 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 известняков.

В итоге можно сказать, что наличие стандартности условий 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:

$$Г_T = f(A_3, B_6, V_1, G_2, E_{ж}, Ж_{1-2}, И_2, K_{9-10}) + Д, З, Л,$$

а формула вулканогенно-осадочного полиметаллического месторождения Жайрем

$$Г_T = f(A_5, B_5, V_3, G_{1+6}, E_{ж}, Ж_3, И_3, K_1) Д, З, Л.$$

ЛИТЕРАТУРА

- Кондаков Н. И. Логический словарь-справочник. М.: Наука, 1975. 720 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Ред. Д. В. Рундквист. Л.: Недра, 1978. 607 с.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основные принципы построения генетических моделей рудных формаций. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций (Тезисы). Т. 4. Новосибирск, 1981, с. 26—27.
- Овчинников Л. Н. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 3—7.
- Овчинников Л. Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 100—120.
- Овчинников Л. Н. Рудообразование с участием сернистого газа. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 107—117.
- Овчинников Л. Н., Жабин А. Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 130—145.
- Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 211 с.
- Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
- Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования. — Геол. Рудных месторожд., 1981, № 1, с. 5—17.
- Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.

Г. Б. НАУМОВ, Н. П. ЕРМОЛАЕВ, З. М. МОТОРИНА,
А. А. НИКИТИН, Н. Т. СОКОЛОВА, Л. Ф. ЦИМБАЛ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РОЛЬ И МЕСТО РУДОПОДГОТОВИТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В МОДЕЛЯХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

За последнее время накоплен большой фактический материал по физико-химическим условиям формирования отдельных минералов и их ассоциаций в различных месторождениях полезных ископаемых. Получены точные экспериментальные данные, характеризующие термодинамические параметры конкретных минеральных фаз. Разработаны алгоритмы машинного расчета сложных минеральных равновесий. Все это позволяет сделать следующий крупный шаг в построении моделей формирования рудных месторождений уже на новом физико-химическом уровне.

При построении любой модели, в том числе и геологической, важное значение имеют не только количественные характеристики отдельных ее частей, но и общая структура модели, ее соотношение с моделируемым объектом. Если модель месторождения фиксирует главным образом пространственное соотношение отдельных составляющих его частей, структуры, среды, парагенезисов минералов и элементов и т. д., то модель процесса формирования месторождения должна включать серию последовательных во времени событий, приводящих к его образованию.

Подавляющее число рудных месторождений — гидротермальных, метаморфогенных, инфильтрационных — не образуются синхронно с вмещающими породами, а являются производными более поздних наложенных процессов. В этом смысле все они могут быть объединены в один тип эпигенетических месторождений.

Вся сумма фактов, собранных и осмысленных к настоящему времени, позволяет утверждать, что их формирование представляет собой не одноактный импульс внедрения готовых рудоносных растворов, а чередование некоторых геологических и геохимических событий, подготавливающих как сами рудоносные растворы, так и среду, благоприятную для отложения рудного груза. Эти события, находящие отражение в истории развития геологической среды, вмещающей рудные поля и месторождения, во времени могут непосредственно предшествовать периоду отложения руд либо быть значительно оторванными от него, что несколько не умаляет их генетического значения.

Среди огромной суммы предрудных процессов далеко не все в равной степени влияют на последующее рудоотложение. Одни из них могут способствовать проявлению рудного процесса, другие — оставаться нейтральными или даже препятствовать ему. Поэтому среди сложного комплекса предрудных событий, зафиксированных в истории геологического развития отдельных территорий, целесообразно выделить особую группу *рудоподготовительных* процессов, определить их суть и геохимическую роль в последующем рудоотложении [Смыслов и др., 1978]. Они должны быть выражены языком, соразмерным с тем, на котором моделируются процессы рудоотложения, и включены в общую модель рудообразования.

По своему влиянию на последующую геохимическую историю рудного элемента весь комплекс рудоподготовительных процессов условно может быть разделен на три большие группы: 1) процессы, влияющие на мобилизацию рудного компонента; 2) определяющие условия, необходимые для его переноса; 3) создающие среду, благоприятную для последующей его концентрации. Остановимся более подробно на геохимической характеристике каждой из этих групп.

1. Несмотря на то, что в учении о рудных месторождениях давно показана полигенность источников рудного вещества [Смирнов, 1969], идея рудной специализации интрузивных тел до сих пор остается весьма привлекательной. При этом под специализацией часто упрощенно понимается просто повышение концентрации элементов-примесей [Геологический словарь, 1978], а связь между магматизмом и рудообразованием базируется на данных по накоплению рудных компонентов в серии последовательных дифференциатов. Подобный примитивный подход неоднократно критиковался А. И. Тугариновым [1963], Л. Н. Овчинниковым [1967], В. Л. Барсуковым [1974] и др. Так, В. Л. Барсуков, сопоставляя имеющийся фактический материал, пришел к выводу об отсутствии «явной металлогенической специализации интрузий в отношении вольфрама, молибдена, свинца и цинка» [1974, с. 25]. Для олова им показано, что наиболее распространенные его содержания (3—5 г/т) указывают на малую рудную перспективность таких гранитов. Однако даже содержания олова 10—20 г/т и выше далеко не всегда являются надежным указателем «оловоносности» конкретных массивов. В табл. 1 приведены данные по некоторым массивам, иллюстрирующие отсутствие корреляции между фоновым содержанием олова в интрузивном массиве и наличием оловянных месторождений.

Не менее наглядно отсутствие прямой связи оруденения с фоновыми содержаниями урана в породах подтверждают многочисленные опубликованные данные по геохимии урана (табл. 2). Количество подобных примеров может быть значительно увеличено, но все они достаточно определенно указывают на то, что повышенное фоновое содержание рудных элементов может быть благоприятным, но явно недостаточным фактором для формирования соответствующих месторождений.

Этот вывод, достаточно хорошо обоснованный многочисленными ис-

Содержания олова в отдельных гранитных массивах

Связь с оруденением	Местонахождение	Порода	Sn, г/т	Авторы
Месторождения есть	Рудные горы, Эренсфридерсдорф Сихотэ-Алинь, Центральный структурный шов Забайкалье, Шерлова гора	Граниты JG ₂	43	Lange e. a., 1972
		Лейкократовые граниты	18	Барсуков, 1974
		Гранит-порфиры и порфиroidные граниты	8,8	Сегалевич, 1976
Месторождений нет	Рудные горы: Блауэнталь Криниц-Берг Забайкалье, р-н Абгатуй Северо-Восточная Тува: р. Ак-Суг	Граниты JG ₂	43	Lange e. a., 1972
		Граниты ZG ₁	35	Те же
		Граниты и гранит-порфиры	9,8	Авторы
	Щелочной гранит	34	Коваленко и др., 1968	
	Арысканский массив	Альбит с астрофиллитом	425	Те же

следованиями, прекрасно согласуется с результатами изучения форм нахождения рудных элементов в горных породах, показывающими, что не валовая концентрация, а форма нахождения элемента определяет его дальнейшую геохимическую историю. Так, вхождение олова в пироксены и щелочные амфиболы, на долю которых иногда приходится более 90% его содержания в породе, приводит к его рассеянию, а не концентрации даже при содержаниях, более чем на порядок превышающих кларковые [Коваленко и др., 1968].

Наиболее детально вопрос о формах нахождения элементов в горных породах изучен для радиоактивных элементов, где благодаря применению

Таблица 2

Уран в горных породах некоторых районов

Связь с оруденением	Местонахождение	Порода	U, г/т	Автор
Месторождения есть	Канадский щит, докембрий	Граниты и гранито-гнейсы	2,7	Shaw, 1968
		Гнейсы, кристаллические сланцы	1,5	» »
		Амфиболиты, серпентиниты	1,3	» »
		Песчаники, кварциты	0,6	» »
Месторождений нет	Швейцария, Готардский массив	Ротондогранит	8,2	Kissling, 1978
		Гранит-порфиры, порфиroidные граниты	10,3	Митропольский, 1979
	Таштузекская группа куполов	Граниты равномерно-зернистые	13,3	Он же
		Гранит-порфиры, порфиroidные граниты	9,5	»
		Лейкократовые граниты	12,5	»
		Граниты порфиroidные биотитовые	11,3	»
Сайлюгемский хребет	Гранит-порфиры	24,1	»	

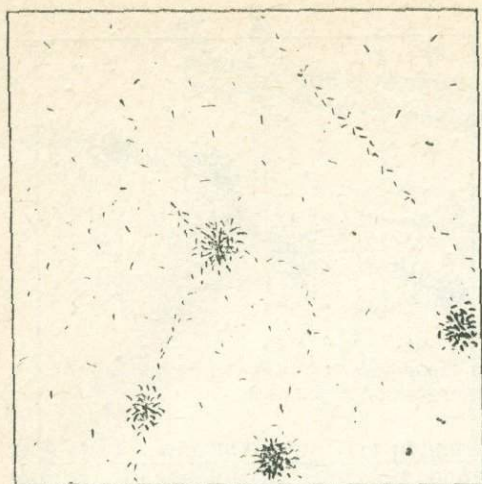


Рис. 1. Формы распределения урана в гранитизированных породах.

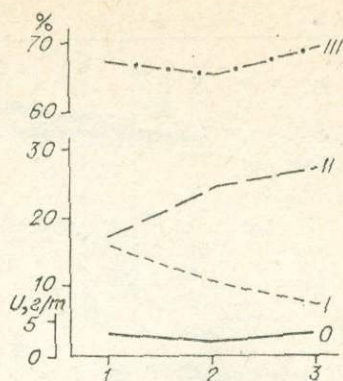


Рис. 2. Изменение количественного соотношения урана различных форм распределения в процессе гранитизации.

1 — биотит-плаггиоклазовый, 2 — гранитизированный гнейсы, 3 — гранито-гнейс.
I—III — формы распределения урана (I — равномерно распределенный, II — линейно сосредоточенный, III — локально сконцентрированный). 0 — валовое содержание урана в породе.

методов α -радиографии, а в последнее время — методов осколковой радиографии, получен надежный фактический материал. Его анализ показывает, что во многих геологических процессах, не сопровождающихся изменением валовых концентраций урана в породе, происходит существенное перераспределение форм его нахождения [Елисеева, Омельяненко, 1976]. Приведем лишь два характерных примера. Первый из них связан с процессом гранитизации рассматриваемых пород. По особенностям распределения треков индуцированного деления здесь четко выделяется три морфологически различные формы нахождения урана: I — равномерно распределенный в породообразующих минералах, II — линейно сосредоточенный на границах зерен, в микротрещинках и по плоскостям спайности, III — сконцентрированный в акцессорных минералах (рис. 1). По мере усиления процесса гранитизации наблюдается отчетливое уменьшение доли урана I типа и синхронное увеличение II при постоянстве III типа (табл. 3, рис. 2). Ясно, что такое изменение форм нахождения урана, происходящее на фоне незначительных колебаний его валового содержания, не безразлично для последующей геохимической истории данного элемента.

Второй пример относится к черным сланцам верхнего рифея, прорванным верхнепалеозойскими гранитами. Здесь в зоне экзоконтакта фиксируются две формы нахождения урана: равномерно рассеянная и локально сконцентрированная, образующая звездообразные сгустки треков на лавсановых детекторах (рис. 3, а). Соотношение этих двух форм нахождения урана в породе обычно говорит в пользу локальных концентраций,

Таблица 3

Изменение соотношения различных типов распределения урана в процессе гранитизации

Порода	Содержание урана в породе, г/т	Соотношение типов распределения, %		
		I	II	III
Биотит-плаггиоклазовые гнейсы	2,0	17,0	16,5	66,5
	4,5	14,5	17,3	68,2
Гранитизированные гнейсы	1,8	10,6	23,9	65,5
	3,3	9,1	27,3	63,6
	2,7	7,4	29,7	62,9
	2,6	5,0	23,1	71,9

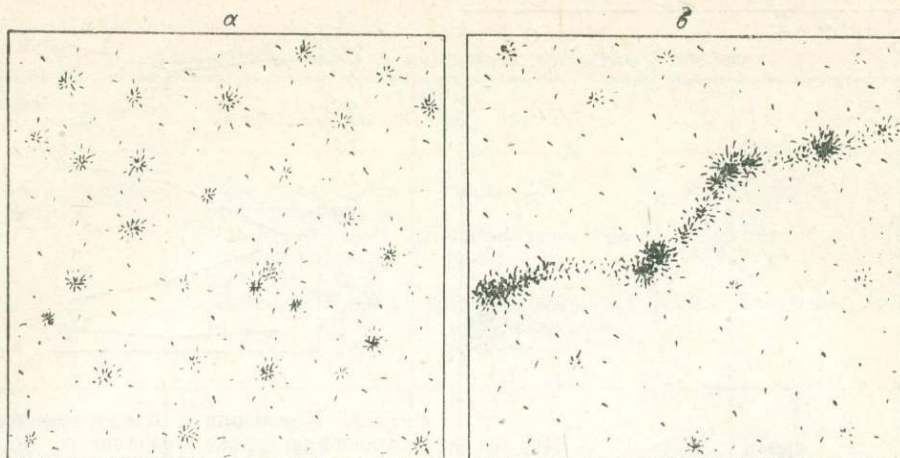


Рис. 3. Распределение треков осколков индуцированного деления урана (Ув. 320).

на долю которых приходится более половины суммарного содержания. Однако местами в этой породе встречаются битуминозные и кальцит-гидрослюдистые микропрожилки, обогащенные ураном. Вблизи таких прожилков количество «звезд» в породе снижается вдвое при постоянной плотности рассеянных треков (рис. 3, б, табл. 4), что говорит о перераспределении главным образом предварительно сконцентрированной формы и инертности рассеянного урана. Аналогичный процесс наблюдается и около современных экзогенных микропрожилков, выполненных глинистыми минералами и гидроокислами железа с тонкой вкрапленностью урановых смолков. Около таких прожилков концентрация урана «звезд» снижается более чем в 2 раза.

Как видно из этих примеров, перераспределение урана может происходить в разных процессах, в том числе и значительно оторванных друг от друга во времени. Для любого из них важно предварительное возникновение относительно мобильных форм нахождения металлов, которое может быть связано с магматическими, метаморфическими, метасоматическими или корообразовательными процессами, непосредственно предшествующими рудообразованию или значительно оторванными во времени от момента отложения руд. Геохимическая суть этих процессов сводится не столько к возрастанию валовых концентраций металлов в тех или иных породах, сколько к накоплению потенциально мобильных его форм. Поэтому сосредоточение внимания исключительно на интрузивных телах, максимально близких по времени к рудным месторождениям, в ущерб изучению тех геохимических изменений, которые происходили во вмещаю-

Таблица 4

Количественные соотношения между равномерно рассеянной (I) и локально концентрированной (II) формами урана в битуминозных доломитах внешнего экзоконтакта интрузии

Характеристика образца	Содержание урана, г/т	Количество урана в разных формах		Соотношение форм в % к исх.		
		I	II	Σ	I	II
Исходная порода в удалении от прожилков и зон изменений	10,5	4,4	6,1	100	42	58
Около битуминозных микропрожилков	8,5	5,4	3,1	80	51	29
Около кальцит-гидрослюдистого прожилка	7,0	3,6	3,4	66	34	32
Около микротрещинки с глинистыми минералами и гидроокислами Fe	8,5	5,7	2,8	80	54	26

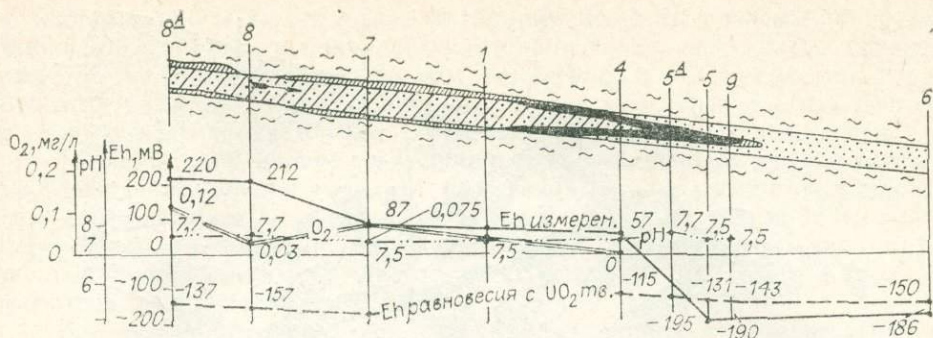


Рис. 4. Гидрогеохимический разрез через рудный ролл (по А. П. Глазову и К. В. Керносовой с дополнениями А. К. Лисицина).

щей среде, иногда задолго до рудоотложения, вряд ли во всех случаях является оправданным. Влияние ранних процессов на формирование руд железа, золота, полиметаллов, урана неоднократно рассматривалось Я. Н. Белевцевым [1976] и А. И. Тугариновым [1963].

2. Условия, необходимые для переноса металлов, в геологической литературе обычно рассматриваются раздельно: с чисто структурных позиций, как возникновение проницаемых для рудоносных растворов сред, связанных с механическим разрушением пород, и с физико-химических, направленных на поиски конкретных соединений, в форме которых рудный компонент мог транспортироваться в зону рудоотложения. Опыт изучения структурных обстановок показывает, что открытие трещины, по которым возможно свободное перемещение раствора, являются лишь отдельным эпизодом в общей истории гидротермальных систем и не определяют всей динамики рудоносных флюидов. Они возникают на отдельных интервалах в значительно более сложной построенных зонах повышенной нарушенности [Лукин и др., 1974; Наумов, 1979]. Возникновение же самих зон повышенной проницаемости связано с длительной и многоэтапной историей тектонического развития и последовательных дорудных изменений вмещающих пород.

Изучение физико-химических особенностей форм переноса часто базируется на реконструкции условий в доступной непосредственному наблюдению области отложения и экстраполируется в область переноса, по которой у нас обычно отсутствуют фактические данные. Надежность таких экстраполяций часто весьма сомнительна. Область переноса в отличие от области отложения должна характеризоваться условиями высокой подвижности рудного компонента, которых нет в зоне отложения. В природе нет футерованных каналов и, как справедливо отмечал Д. С. Коржинский [1962], металлогеническая специализация растворов, в силу их постоянного взаимодействия с вмещающей средой, должна определяться геохимической специализацией конкретной области переноса. Даже в случае отделения «специализированных» растворов от центральных частей остывающего магматического очага и продвижения в более высокие горизонты они не могут не реагировать с уже застывшими апикальными его частями, что должно отразиться и на их составе.

Особенности проводящей зоны наиболее полно учитываются при изучении инфильтрационных месторождений, где область переноса с присущей ей геохимической обстановкой и закономерности ее развития непосредственно включаются в модель формирования рудных тел (рис. 4). Аналогичный подход должен применяться и к изучению любых других эпигенетических месторождений.

Таким образом, независимо от того, являются ли горные породы, вмещающие месторождение, источниками его рудного вещества или только проводниками рудоносных растворов, они определяют геохимическую специфику рудотранспортирующих сред и их металлогеническую специализацию. Постоянный обмен микро- и макрокомпонентами между раст-

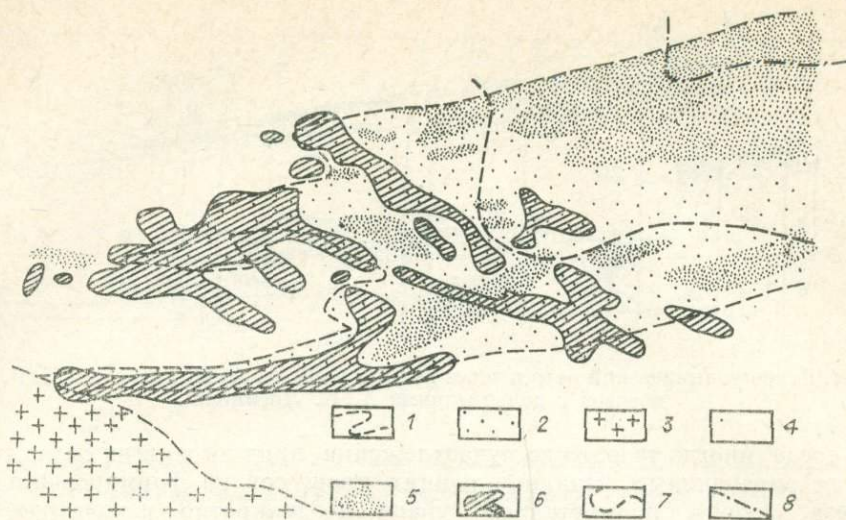
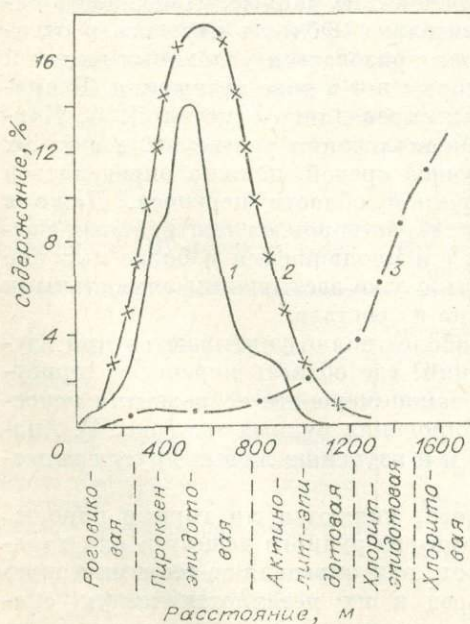


Рис. 5. Соотношение «реликтового» карбоната и уранового оруденения в зонах экзо-контактового метаморфизма.

1 — контуры пород; 2 — мафические породы; 3 — гранит; 4 — слюдяные сланцы; 5 — максимальные количества «реликтового» карбоната; 6 — контуры оруденения; 7 — граница пироксен-эпидотовой зоны контактового метаморфизма; 8 — граница актинолит-эпидотовой зоны контактового метаморфизма.

вором и средой либо определяет возможность миграции определенных рудных элементов, либо является для них химической преградой, не допускающей их продвижения в область рудоотложения. Особенности строения областей переноса и закономерности их формирования должны включаться в генетические модели рудообразования.

3. Наконец, участки концентрации металла, находящиеся на стыке двух геохимически противоположных обстановок с высокой и низкой его подвижностью, также возникают в ходе геологического развития и могут быть обусловлены значительно более ранними процессами, чем непосредственное отложение руд. Для подтверждения этого положения приведем описанный в литературе пример развития уранового оруденения в зонах контактового метаморфизма пачки эффузивно-осадочных пород [Соколова, Ачев, 1972]. В первичном своем составе породы этой



пачки содержали значительное количество карбонатов. В процессе контактового метаморфизма произошло скарнирование этих пород, в результате которого содержание в них CO_2 уменьшилось от 10—12 до 0,5—1%. Последующее урановое рудообразование, связанное с карбонатными ураноносными растворами, весьма тонко реагировало на эти, значительно более ранние, приконтактовые изменения. Главные рудные скопления тяготеют именно к тем участкам, где в ходе высо-

Рис. 6. Распределение урана (1, усл. ед.) и CO_2 , связанной в гидротермальных новообразованиях (2, % общего количества) и в неизменных породах (3, абс. %), в зонах контактового метаморфизма.

котемпературного контактового метаморфизма были удалены значительные количества CO_2 и появилась возможность его повторного связывания при более низкотемпературном гидротермальном изменении пород. Это хорошо видно как на плане (рис. 5), так и на графике, построенном по результатам геохимических пересчетов данных опробования (рис. 6.)

Такой пример далеко не единичен. В большинстве рудных полей и месторождений можно выделить ряд физических и химических процессов, ответственных за подготовку условий не только для мобилизации и переноса металлов, но и для их отложения. Правильное понимание их роли является одним из необходимых условий надежного выделения факторов рудоконтроля.

Все эти данные указывают на то, что наряду с непосредственной генетической или парагенетической связью рудоотложения с различными геологическими явлениями следует учитывать и более отдаленные во времени, но генетически весьма важные связи, часто определяющие специфику формирования рудных тел. Они могут оказаться значительно более существенными, чем между процессами, сближенными во времени, но разделенными по своей природе, как связь между предками и потомками по сравнению с поворожденными, появившимися в один день. Ее можно назвать *протогенетической*, вкладывая в это понятие связь между процессами, не обязательно следующими непосредственно друг за другом, но кардинальным образом влияющими на геохимическую историю элементов и подготавливающими условия для формирования рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Белевцев Я. Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 66—84.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978 с. 254.
- Елисеева О. П., Омельяненко Б. И. Локальное распределение урана в горных породах и минералах как индикатор петрогенетических процессов.— Сов. геология, 1976, № 1, с. 76—91.
- Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах. (Пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах).— Геохимия, 1968, № 9, с. 1078—1087.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 1, с. 10—25.
- Лисица А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.
- Лукин Л. И., Корин М. З., Кравченко Г. Г. и др. Структурные условия как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, с. 5—18.
- Митропольский А. С. Уран и торий в эволюции земной коры южной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Наумов Г. Б. Ореолы минералообразующих сред при поисках скрытого оруденения.— В кн.: Methods of Geochemical Prospecting. V. I, part I. Praha, 1979, p. 74—75.
- Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— Геол. рудных месторожд., 1967, т. 9, № 5, с. 44—58.
- Сегалевич С. Ф. Состав и строение ореола Шерловогорской гранитной интрузии.— В кн.: Ежегодник — 1974 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1976, с. 179—183.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 3, с. 3—17.
- Смыслов А. А., Тугаринов А. И., Ронов А. Б. и др. Геохимическая зональность территории Советского Союза как результат направленной миграции радиоактивных элементов.— В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978, с. 4—18.
- Соколова Н. Т., Ачев Б. Н. Причины локализации уранового оруденения в ореолах контактового метаморфизма.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1582—1594.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
- Флёров Г. Н., Берзина И. Г. Радиография минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 223 с.
- Kissling E., Labhart T. P., Rybchal L. Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit.— Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 1978, Bd 58, N. 3, S. 357—388.

- Lange H., Tishendorf G., Pälchen W. u. a. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. — *Geologie*, 1972, Н. 4/5, S. 457—489.
- Shaw D. M. Radioactive elements in the Canadian precambrian shield and the interior of the Earth. — In: *Origin and distribution of the elements*. Pergamon Press, Oxford — N 4, 1968.

В. В. ОНИХИМОВСКИЙ, В. И. ГАВРИЛОВ

ВАЖНЫЕ ФАКТОРЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

При построении моделей эндогенного рудообразования нужно учитывать генезис вещества рудных тел. К настоящему времени наибольшее признание получили гипотезы мантийного, корового и корово-мантийного образования рудных формаций. Наиболее убедительно мантийная природа рудного вещества доказана для сегрегационных и ликвационных месторождений никеля, меди, платиноидов, хрома, титана, ряда других цветных и редких металлов. При этом нередко на магматогенные руды накладывается оруденение последующего гидротермального этапа с минералами золота, цинка, свинца, серебра и др. К мантийным производным относятся металлоносные базальтоиды и ассоциированные с ними ртутные месторождения.

Предлагаемая схема эндогенного рудообразования основана на представлении о преимущественном мантийном генезисе вулканических и интрузивных образований и сопровождающих их металлоносных флюидов. На это указывают изотопные определения гелия, водорода, аргона, криптона, азота, кислорода, серы [Влодавец, 1973], а также изотопные отношения стронция ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), не превышающие 0,706 для базальтов, андезитов, дацитов, гранитоидов, монцонитоидов [Фор, Пауэлл, 1974; Бевзенко, 1979].

Суждение о подкоровом происхождении магм основывается на данных геофизических исследований, петрологических и геохимических связях между изверженными породами, результатах экспериментов.

Глубина выплавления толеитовых магм определяется положением астеносферных слоев и принимается в 40—60 км, а известково-щелочных магм — более 70 км. Калиевые щелочные магмы зарождаются на большей глубине по сравнению с натровыми. Судя по геофизическим данным, глубина зарождения магм может находиться в интервале 100—150 км.

По признанию многих исследователей, основной причиной эндогенных процессов является тепловой поток, связанный с высокими температурами недр Земли. Под влиянием разогрева недр происходит выплавление вещества мантии. На глубинах 40—60 км температура может достигать 1400°C.

Анализ абсолютного значения возраста мезозойских и кайнозойских изверженных пород Дальневосточного региона по более чем 2500 калий-аргоновым определениям показал, что проявление различных по составу вулкаников и интрузий сопровождается поднятиями земной коры и последующими компенсационными прогибами [Онихимовский, Бондаренко, 1980]. Поднятия указывают на огромную энергию всплывающих к коре магматических масс и сопровождаются перерывами в осадконакоплении и несогласиями в залегании комплексов, что хорошо согласуется с опубликованными данными по стратиграфии Дальневосточного региона СССР и Японии [Геологическое развитие Японских островов, 1968; Верещагин, 1977]. Нами была показана тесная временная и пространственная связь между основными, средними и кислыми магматами, причем пароксизмы их проявления имеют средние интервалы в 20—40 млн. лет. Каждый пароксизм сопровождается рудообразованием, которое иногда предшествовало возникновению изверженных пород, но чаще проявлялось почти синхронно.

Наиболее ярко магматические комплексы проявлены в областях молодого активного вулканизма (Камчатка, Курильские, Японские и Новозеландские острова, Мексика, Исландия, Италия и др.). Как доказано сейсмическими наблюдениями, формирование магматических очагов происходило в подкоровых глубинах в интервале 35—80 км (Камчатка, Гавайи, Мексика, Африка и другие регионы) с периодическим импульсивным поднятием в земную кору (вулканы Ключевской и Плоский Толбачик на Камчатке, Мауна-Лоа и Килауэа на Гавайских островах, Парикутин в Мексике и др.).

Чередование покровов эффузивов основных, средних и кислых магм, последующее частое проявление средних, а затем основных лав — свидетельство дифференциации расплавов на глубине. Это также подтверждается расслоенными и кольцевыми интрузиями с гомодромной или антидромной сменой пород, что свойственно и многим массивам с изменением состава от центра к периферии или по вертикали. При этом интрузивные фации пород переходят в субинтрузию. Граница между вулканистами и интрузиями иногда нечеткая. В основании ряда базальтовых вулканов находятся граниты (гора Рейнер в США, вулканы Хангар и Вилучинский на Камчатке, Гекла в Исландии и т. д.).

Вулканический процесс везде начинается взрывной деятельностью и мощными газово-тепловыми выбросами на высоту до 12—45 км. Это свидетельствует о накоплении флюидов в верхних частях магматических очагов независимо от состава магмы и очень высоким внутриочаговым давлением. При Толбачинском извержении на Камчатке после первоначальных взрывов давление газов достигало 6—9 кбар [Меняйлов и др., 1980].

Последовательная смена магм от основных к кислым и часто опять к основным, сопровождаемая пароксизмами газово-тепловых выбросов, определяет пульсационное развитие и рудно-магматических процессов.

Доказано, что вязкость различных магм не одинакова. Например, для базальтовой магмы она определяется в 10^8 — 10^{11} П, а для липаритовой магмы — в 10^{12} — 10^{19} П. Наиболее вязкие кислые магмы способны дольше удерживать в себе флюиды. Базальтовые лавы, как самые жидкие, теряют пары и газы быстрее. Этим самым определяется продолжительность пневматолита и гидротермальной деятельности в случае кислых магм.

Исследования состава парово-газовых выделений и базальтовых лав на вулканах мира показали наличие в них большинства элементов таблицы Менделеева, в том числе различных металлов. Качественный состав газов и металлов в рудах и газово-жидких включениях в них очень близок, несмотря на ассоциацию руд с изверженными породами различного состава — от ультраосновного до кислого. Однако количественные соотношения между газами и между металлами различны.

Платиноиды, золото, серебро, олово, различные сульфиды отмечаются в метеоритах, кимберлитах, расслоенных интрузиях, в базальтах Дальневосточной окраины материка, в траппах Сибирской платформы. Эти и другие элементы, кроме платиноидов, находятся в рудах месторождений касситерит-сульфидной формации Дальневосточного региона, Японии, Боливии и других провинций. По данным С. И. Набоко [Набоко и др., 1980], на шлаковых конусах Толбачинской группы базальтовых вулканов по прошествии двух лет после извержения выделялись пары и газы, включая сернистые, фтор и хлор, и отлагались медь и олово (последние в количестве до 600—1000 г/т). В летучих веществах присутствовали в высоких концентрациях платиноиды, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма. Касситерит отлагался и из газов лавового озера на вулкане Этна [Влодавец, 1973].

Как теперь доказано, состав газов в геотермах Камчатки зависит не от типа вулканических лав, а от их возраста. Чем породы лав моложе, тем больше в геотермах галоидов. Чем источники древнее, тем выше содержание сероводорода, а затем — углекислого газа.

Из приведенных фактов видно, что пары и газы, последовательно поднимаясь от мантийного магматического очага к земной коре, образуют на любых уровнях глубин, независимо от состава магм, металлоносные флюиды, которые преимущественно накапливаются в верхних частях всплывающих магматических очагов.

Если магмы, насыщенные газами, достигают поверхности, они взрываются, теряют полезный груз металлов, которые рассеиваются в массе пирокластики и лавах. Если такие магмы задерживаются на глубине, они образуют рудоносные интрузии сложного состава. При остывании периферийных частей магматического очага образуются рудоносные пегматиты, скарны, грейзены и затем обычные жильные гидротермальные проявления.

По аналогии с вулканическими очагами высокое давление внутри промежуточного очага расплава при его подъеме в земной коре определяет образование инъекционных зон, скарноидов, ореолов повышенных содержаний бора, фтора и многих металлов, фиксируемых вокруг апикальных частей интрузивных тел. Все это противоречит гипотезе заимствования рудного вещества из пород, вмещающих интрузивы, и особенно из карбонатных отложений. Необходимо также иметь в виду высокие давления (4—6 кбар и более), определенные по газовой-жидким включениям в минералах рудных тел.

Таким образом, значительное внутриочаговое давление логичнее объясняет инъецирование во вмещающую среду флюида, многие процессы рудогенеза и движущие силы, обеспечивающие продвижение вверх не только флюидов, но и самого магматического очага за счет некоторого увеличения его объема по мере снижения литостатической нагрузки. Продвижение магматического очага вверх прекращается по достижении уравновешенности плотностей между веществом очага и вмещающими породами, т. е. после потери очагом значительной части парово-газовой фазы.

Приведенные соображения можно подкрепить сведениями по оловянным месторождениям.

По данным многочисленных исследований газовой-жидких включений в минералах оловянных руд, начальные температуры их образования находились в пределах 500—360°C. Для месторождений касситерит-кварцевой формации наиболее характерный интервал рудообразования составляет 400—250°C. Отложение основной массы касситерита на касситерит-сульфидных месторождениях происходило в интервале температур 360—270°C. По максимальному давлению в период отложения оловянных руд (4,25 кбар) намечаются приблизительно глубины их формирования. Для касситерит-сульфидной формации они находились примерно в интервале 0,9—3 км, для касситерит-кварцевой формации — 2,3—5,2 км и для пегматитов — 2,6—15,7 км [Онихимовский, Гаврилов, 1979а, б].

Перекрытие глубин распространения руд различных формаций объясняет их многоярусное расположение, а значения нижних пределов глубин определяют широко распространенную вертикальную зональность рудоотложения.

Рудная минерализация часто ассоциирует с дорудными, внутрирудными и пострудными дайками. Гомодромная или антидромная последовательность проявления даек показывает периодичность трещинообразования и относительное расположение на глубине магм различного состава. С этой периодичностью согласуется проявление различных рудных формаций или магматогенно-рудных систем.

Вслед за дайками рудоносных пегматитов появляются дайки типа гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзитов. Они часто грейзенизированы и пересекаются кварцево-рудными жилами нередко с грейзенизированными зальбандами. В свою очередь дайки кислого состава сменяются более основными типа диоритовых порфиритов, базальтоидов и лампрофиров. После них формировались типичные гидротермальные руды, например, касситерит-сульфидной формации. Иногда этот процесс завершался отложением минералов сурьмы или ртути.

Смена рудных формаций во времени и пространстве происходила как по латерали, так и по вертикали. Этим определяются стадийность и зональность рудоотложения. Приведенные выше взаимоотношения между магматитами и рудами установлены в районах Приморья, Приамурья, Магаданской области и Якутской АССР [Онихимовский, Гаврилов, 1979а, б; Геология важнейших типов..., 1979].

Антидромная последовательность проявления даек и разноформационный состав сопровождающих их руд не только указывают на увеличение глубины трещинообразования и вывод вверх все новых порций магм и флюидов, но и доказывают этим расслоенность магматических расплавов.

Прерывистые и последовательные проявления даек и рудных образований — свидетельство чередования в земной коре тектонических сжатий и растяжений.

По достижении предела упругости горных пород напряжения сжатия обуславливают разломы, трещинообразование и дробление. В периоды растяжений разрывные структуры становятся путями проникновения расплавов и флюидов. Этими процессами определяется стадийность гидротермального рудообразования. Нередко в последующие этапы сжатия в этих же структурах происходит трещинообразование и дробление оруденелых пород с образованием затем прожилковых зон и рудных брекчий.

Как теперь установлено, горизонтальные напряжения сжатия в земной коре в среднем близки к 100 кг/см^2 , но могут достигать $300\text{—}500 \text{ кг/см}^2$ [Магницкий, Артюшков, 1978]. Очевидно, они фиксируются складчатостью, которая сопровождается разломами. Проникая на глубину, разломы снижают давление и способствуют выплавлению магматических масс, что доказывается линейно-поясовым или цепочным расположением вулканитов или интрузий. Поднимаясь по разломам к поверхности земной коры, магматические массы вызывают сводообразование и растяжение земной коры. Оно усиливается компенсационными прогибами в пространственно сопряженных зонах. Локальные подвиги земной коры на десятки метров перед извержением установлены, например, на вулканах вблизи Неаполя, Усу на Хоккайдо, при Большом Толбачинском трещинном извержении и в других местах.

В кратком изложении для построения моделей рудообразования необходимо учитывать следующие факторы. Под влиянием горизонтальных напряжений в земной коре проявляется складчатость, сопровождаемая разломами земной коры. Проникая в мантию, они снижают давление и возбуждают магнообразование. Формирующиеся очаги расплавов всплывают к земной коре, вызывая в ней поднятия и растяжения. На верхних горизонтах очагов концентрируются металлоносные флюиды. Напряжения растяжения раскрывают разрывные структуры и выводят вверх магматические расплавы и сопровождающие их флюиды. Образуются рудные месторождения. Связь между магматическими расплавами и рудами настолько тесная, что позволяет выделить магматогенно-рудные системы [Онихимовский, Гаврилов, 1979а, б]. Их формирование происходило прерывисто, определяя этим в каждом этапе смену составов магм и рудного вещества. Пространственно тяготея к глубинным разломам, такие системы определяют расположение металлогенических зон и поясов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бевзенко П. Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
- Вещцагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 208 с.
- Влодавец В. А. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973. 268 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.

- Геология** важнейших типов месторождений касситерит-сульфидной формации и факторы их оценки/В. В. Онихимовский, В. И. Гаврилов и др. М.: Наука, 1979. 83 с.
- Магницкий В. А., Артюшков Е. В.** Некоторые общие вопросы динамики Земли.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 487—529.
- Меяйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н.** Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
- Набоко С. И., Главатская С. Ф., Байцева Л. Г.** Пневматолитический метасоматоз в пост-эруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 2, с. 41—55.
- Онихимовский В. В., Бондаренко Е. И.** Мезозойский и кайнозойский магматизм и тектоника Приамурья.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1980, с. 44—62.
- Онихимовский В. В., Гаврилов В. И.** Оловоносные пояса Земли. М.: Наука, 1979а, 127 с.
- Онихимовский В. В., Гаврилов В. И.** Важнейшая магматогенно-оловорудная система.— В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979б, с. 30—37.
- Фор, Пауэлл Дж.** Изотопы строения в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.

М. Н. ГОДЛЕВСКИЙ, А. П. ЛИХАЧЕВ

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В НОРИЛЬСКОМ РАЙОНЕ

Геологические данные свидетельствуют о том, что медно-никелевые месторождения Норильского района, как и всех других районов мира, образовались в результате дифференциации сульфидоносных мезомафических магм и скопления сегрегационного (нерастворяющегося в окисно-силикатном расплаве) сульфидного вещества из большого объема мантийных магматических масс на стадии их зарождения, внедрения и кристаллизации (становления). При подъеме магматические колонны приобрели неоднородное по протяженности эшелонированное строение, выражающееся в чередовании обедненных сульфидами, магнием и хромом зон с обогащенными этими компонентами рудными интервалами, формирующими медно-никелевые месторождения.

Норильские месторождения связаны с пермо-триасовым никеленосным магматизмом краевой части Сибирской платформы, включающим наиболее ранние безрудные мафические (MgO ср. взв. ≤ 8 вес.%) и более поздние рудоносные мезомафические (MgO ср. взв. = 10—15 вес.%) образования.

Безрудные образования являются продуктами дифференциации мафических магм ($MgO \leq 8$ вес.%). Они выражены базальтовыми покровами и коагматичными им интрузивными телами, изменяющимися по составу от трахиандезитовых разностей через толеитовые и оливиновые разновидности до пикритовых базальтов и габбро-долеритов.

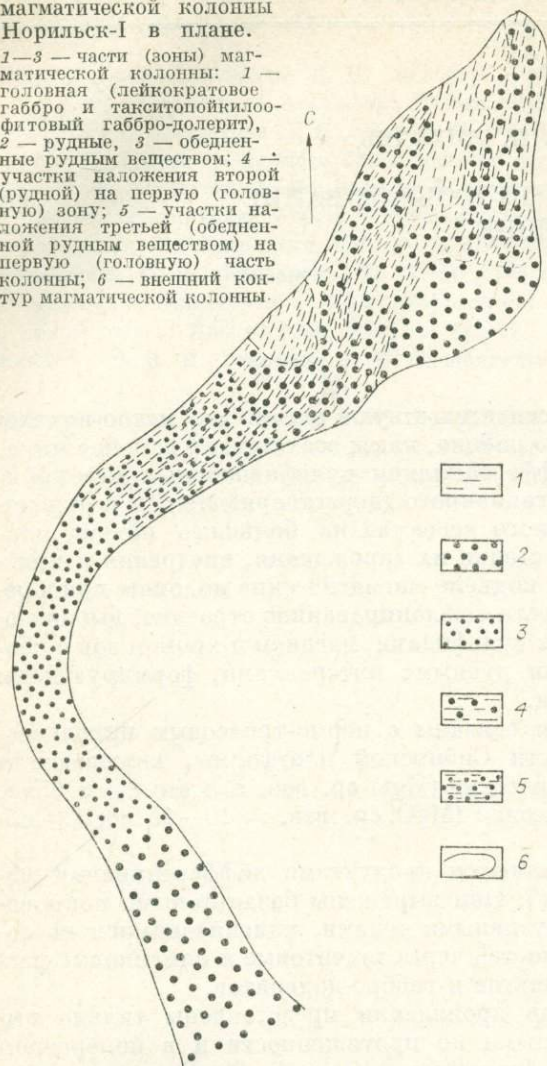
Рудоносные мезомафические проявления представлены сильно вытянутыми пологими неоднородными по протяженности и в поперечном (вертикальном) сечении телами (колоннами) (рис. 1—3). Головная часть магматических колонн представлена габбровым силлом, дифференцированным на лейкократовую (габбровую) часть сверху и относительно меланократовую (такситопойкилофитовую) внизу (см. вкладку, рис. 2, 3). За головной (слабооруденелой габброидной) частью следует рудный (обогащенный магнием и сульфидами) интервал колонны, дифференцированный от такситового и пикритового габбро-долеритов до оливиновых и безоливиновых пород и составляющий собственно медно-никелевые месторождения. В приведенной на рис. 2 Червогорской интрузии рудоносная часть колонны находится на продолжении габброидного силла, тогда как в Норильской интрузии вторая (рудная) часть колонны наложилась на передовую, занимая, по существу, всю площадь ее распространения (см. рис. 1).

Рудная часть Норильской колонны сменяется обедненной магнием, хромом и сульфидами зоной, на продолжении которой находится новый интервал концентрации рудного вещества, составляющий, в сущности, самостоятельное месторождение.

Несколько иное строение (см. рис. 3) имеет Талнахская магматическая колонна, отличающаяся тем, что в некоторых ее участках между первой безрудной габброидной зоной и богатой сульфидами рудной частью колонны располагается обогащенный магнием, но обедненный сульфидами и хромом интервал, представленный Нижнеталнахской интрузией. Прост-

Рис. 1. Схема строения магматической колонны Норильск-I в плане.

1-3 — части (зоны) магматической колонны: 1 — головная (лейкократовое габбро и такситоидноклоофитовый габбро-долерит), 2 — рудные, 3 — обедненные рудным веществом; 4 — участки наложения второй (рудной) на первую (головную) зону; 5 — участки наложения третьей (обедненной рудным веществом) на первую (головную) часть колонны; 6 — внешний контур магматической колонны.



ливинового габбро-долеритов Талнахского, Норильского, Черногорского и Имангдинского месторождений.

Сегрегационные сульфиды (рис. 4, б, в) являются основным рудным веществом, формирующим медно-никелевые месторождения. Они характеризуются сложным химическим и минеральным составом, повышенным содержанием меди ($Ni : Cu = 1 : 1,5-2,5$) и тяжелого изотопа серы ($\delta^{34}S = +8 \div -12\text{‰}$).

Как указывают сейсмические данные, фиксирующие магмовыводящие разломы (рис. 5), магнообразование в Норильском районе осуществлялось в глубинах мантии краевой части стабилизированного континентального блока, мощность корового слоя которого составляла ~ 43 км. Зарождение магм происходило, вероятнее всего, под тугоплавким реститовым слоем мантии, выполняющим вместе с вышележащими толщами земной коры роль теплового экрана из-за низкой их теплопроводности по сравнению с никележающим веществом мантии (рис. 6). Накопление здесь тепловой энергии, поступающей из глубоких частей Земли и «стекающей» (в виде флюидов, расплавов и путем теплопроводности веществ) с экраняющей площади стабилизированного блока, обуславливало фракционное плавление исходного мантийного вещества в последовательности от бессульфидных сравнительно низкотемпературных мафических магм ($MgO \leq 8$ вес. %), образовавших базальтовые покровы и комагматичные

равноценно все эти три зоны (интервала) на значительной площади совмещены вследствие наложения тыловых частей колонны на фронтальные, а каждая из зон имеет ответвления, что привело к образованию нескольких интрузивных тел и обусловило сложность строения Талнахского магматического поля.

Сульфидное вещество месторождений, как показали наши исследования, состоит из ликвационной (растворяющейся в окисно-силикатном расплаве) и сегрегационной (нерастворяющейся) разностей.

Ликвационные сульфиды (рис. 4, а) отличаются сравнительно простым существованием пирротинным составом ($Ni : Cu = 1 : 1 - 1,2$) и пониженным содержанием тяжелого изотопа серы ($\delta^{34}S = +2 \div +6\text{‰}$). Их количество составляет менее 0,5 вес. % магматического материала, вследствие чего они образуют только вкрапленную минерализацию. Существенно ликвационные сульфиды имеют, в частности, Нижнеталнахская, Нижненорильская и Зубовская интрузии, а также горизонты оливинового и безо-

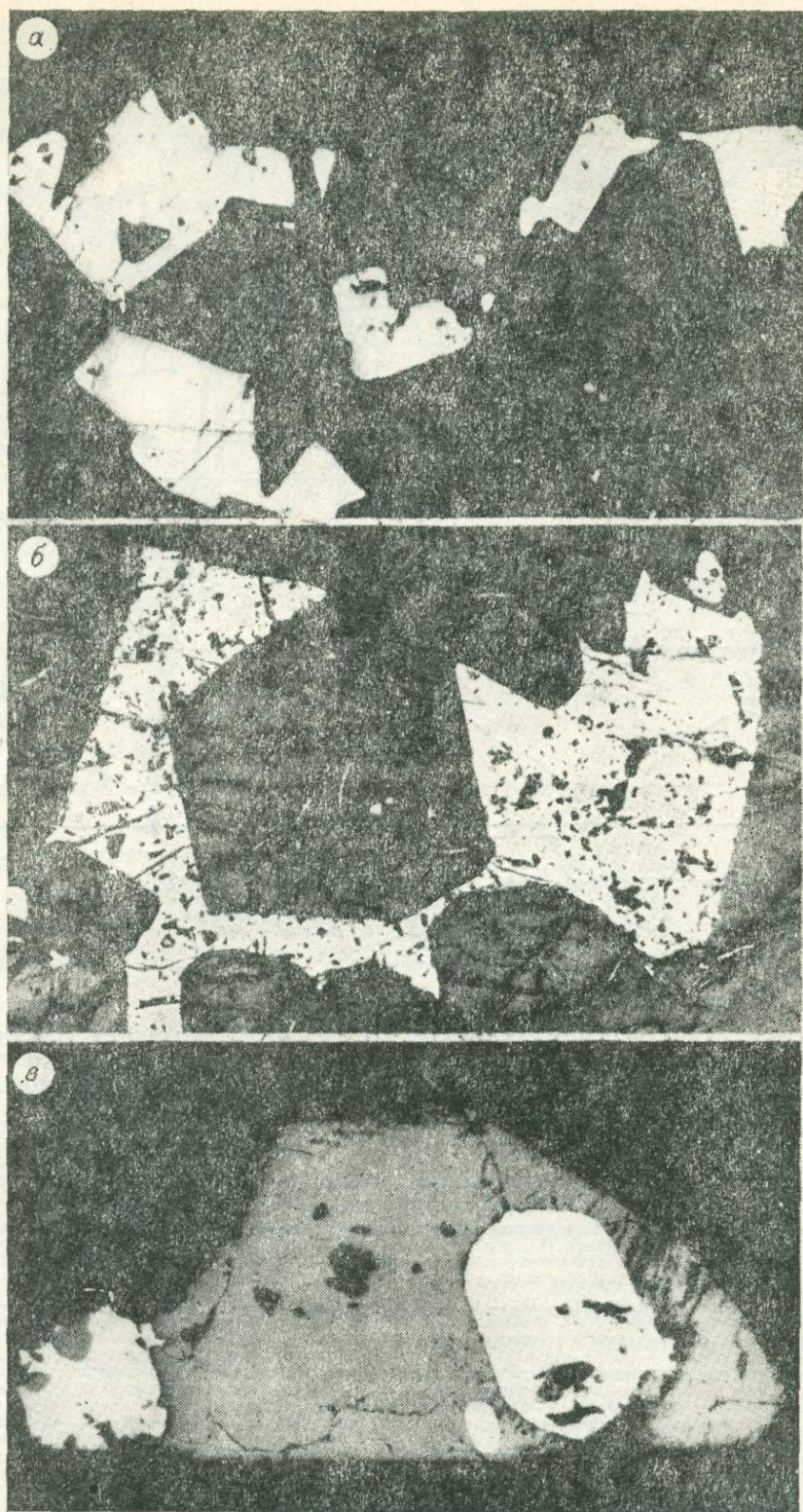


Рис. 4. Выделения ликвационных (а) и сегрегационных сульфидов (б, в).
Ув. 16.

а — сульфиды в пикривом габбро-долерите Нижнеталнахской интрузии; б — то же, Верхнеталнахской интрузии; в — сульфидное выделение в зерне магнетита.

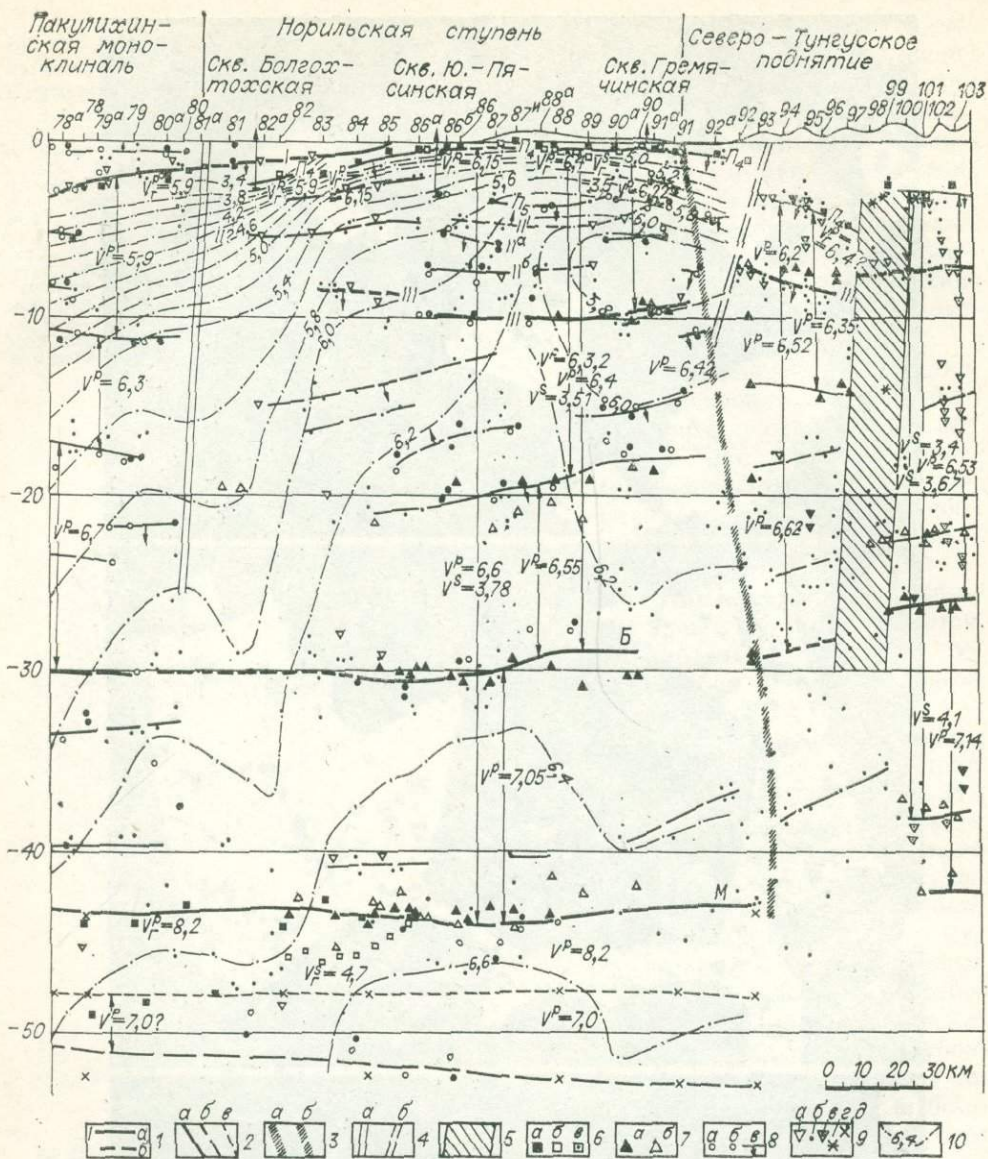


Рис. 5. Сейсмический разрез Норильского района по профилю «Горизонт» (Воркута — Тикси) НПО «Союзгеофизика», СРГЭ, 1975 г.

1 — основные границы раздела в земной коре (а), предполагаемое положение основных границ (б); I—III — поверхности доюрского (I), докембрийского (II) и дорифейского кристаллического (III) фундаментов; Б — поверхности «базальтового» слоя; М — поверхности мантии; 2 — границы раздела в земной коре по данным обменных волн; а — сильные границы обмена; б — слабые; в — предполагаемое положение границ (II₁—II₂ — в палеозойском платформенном этапе, II^а—II^б — в рифейском структурном этапе); 3 — разломы в земной коре и верхней мантии; а — уверенные; б — предполагаемые; 4 — разломы в верхней части земной коры; а — уверенные; б — предполагаемые; 5 — зоны разломов; 6 — точки преломляющих границ; а — по продольным волнам; б — по поперечным волнам, рассчитанные по способу Δt и полей времен (α); 7 — точки отражающих границ; а — по продольным волнам; б — по поперечным волнам; 8 — точки границ обмена с/с «Тайга»; а — по X-каналам; б — по Y-каналам; в — направление увеличения скорости S волн относительно границ обмена; 9 — точки границ обмена с/с «Черепиха»; а — группы более двух точек; б — одна-две точки; в — результаты обработки сейсмограммы землетрясений на ЭВМ; г — точки дифракции; д — положение сейсмических границ при теоретических расчетах годографов; 10 — изолинии средних скоростей.

им интрузии, к относительно высокотемпературным сульфидоносным мезомафическим продуктам ($MgO = 8 - 15$ вес. %), формирующим медно-никелевые месторождения [Годлевский, Лихачев, 1979].

Промышленное скопление медно-никелевых сульфидов связывается с дифференциацией исходного сульфидсодержащего мантийного вещества

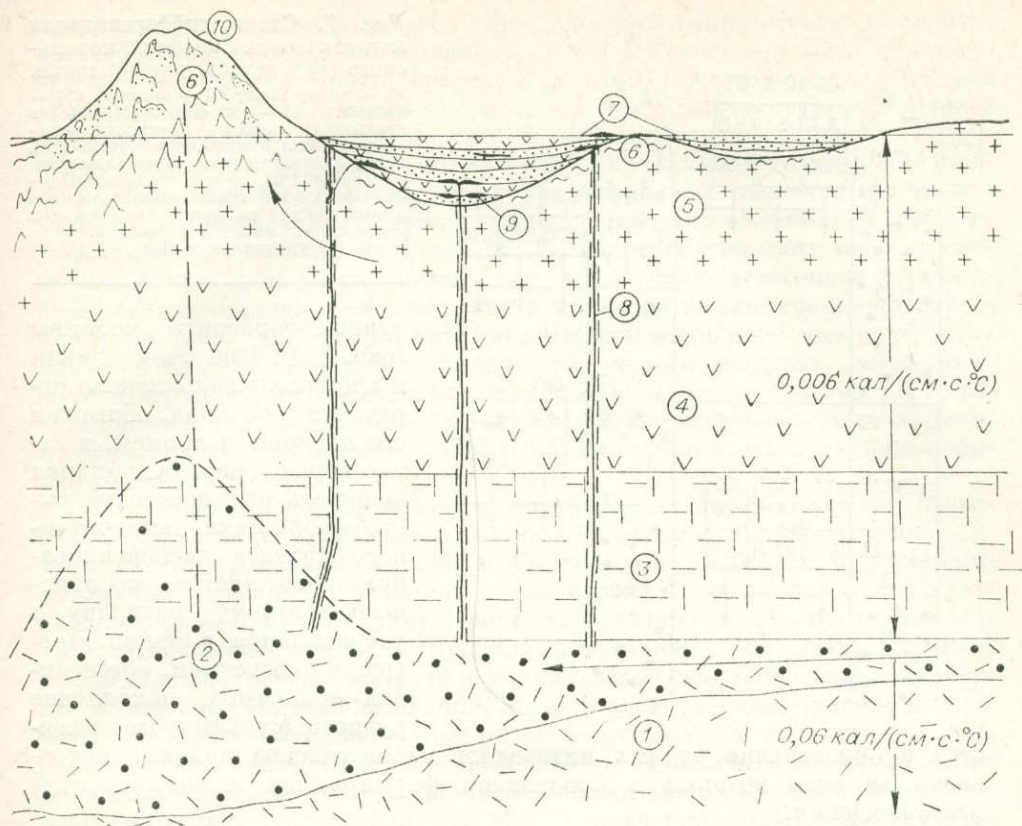


Рис. 6. Схемы проявления базит-гипербазитового магматизма континентального типа. 1 — первичное мантийное вещество; 2 — зоны магнеобразования (концентрации тепловой энергии); 3 — рестиновый слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — «гранитный» слой; 6 — осадочный слой; 7 — области прогибания и накопления осадочного и магматического материала; 8 — зоны тектонических нарушений и каналы поступления магм; 9 — магматические излияния; 10 — область воздымания. В правой части рисунка приведена теплопроводность экранирующего горизонта (рестинового слоя и выпележающих коровых толщ) ($0,006 \text{ кал}/(\text{см}\cdot\text{с}\cdot^\circ\text{C})$) и вещества мантии ($0,06 \text{ кал}/(\text{см}\cdot\text{с}\cdot^\circ\text{C})$).

на стадиях зарождения, внедрения и кристаллизации (становления) магматических масс.

В процессе зарождения магм вследствие выноса из исходного вещества более ранних сравнительно легкоплавких бессульфидных мафических фракций (образование базальтовых толщ) концентрация сульфидов в горизонте магнеобразования, как показывают расчеты, повышается до 1,2—1,5 вес.%. Последующее плавление, приводящее к формированию рудоносных мезомафических магм, повышает содержание в них сульфидов до 3—5 вес.%.

Дальнейшее скопление сульфидов связано с дифференциацией сульфидно-окисносиликатных мезомафических (рудоносных) магм в пределах земной коры, главным образом с перемещением тяжелой, нерастворяющейся в магме (сегрегационной) сульфидной жидкости по магматическим колоннам на стадиях их внедрения и становления в конечных камерах.

Дифференциация на стадии внедрения магм обуславливает неоднородное (эшелонированное) строение магматических колонн и концентрирование сульфидов в определенных (рудных) интервалах до 7—10 вес.%.

Эшелонированное строение колонн возникает вследствие кристаллизационно-гравитационной дифференциации магматических масс на субвертикальном пути их внедрения. В частности, оно обуславливается более ранней кристаллизацией головных частей магматических колонн, при которой плагиоклаз из-за сравнительно низкой его плотности накапливается в головной части колонны, а относительно плотные оливин, хромшпинелиды и сульфиды опускаются в более глубокие и более высокотемпера-

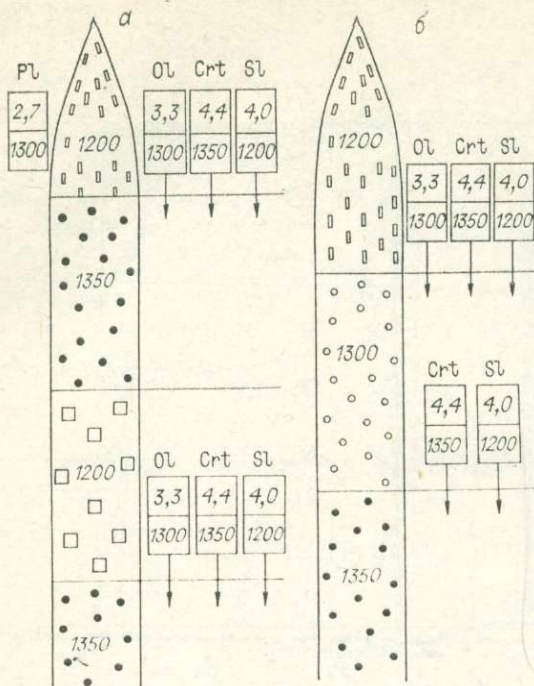


Рис. 7. Схема дифференциации магматических колонн норильского (а) и талнахского (б) типов. Pl — плагиоклаз; Ol — оливин, Crt — хромит, Sl — сульфиды. Цифры в квадратах: сверху — плотности минеральных фаз и сульфидной жидкости, внизу — температура кристаллизации минералов (°C), внутри колонн цифрами обозначена температура, которую имели каждая из частей колонны при достижении ими субгоризонтального уровня внедрения.

турные горизонты колонны (рис. 7, а). При этом оливин и хромшпинелиды заново переходят в расплав, обогащая его магнием и хромом, а нерастворяющаяся сульфидная жидкость под действием выявленного нами температурного эффекта диспергирования «распыляется» по окисносиликатному расплаву и удерживается в нем во взвешенном состоянии, обеспечивая тем самым накопление рудного (сульфидного) веще-

ства и образование рудных интервалов магматических колонн, интервалов, за счет которых в дальнейшем формируются медно-никелевые месторождения.

По-видимому, несколько иные условия существовали при подъеме Талнахской магматической колонны (рис. 7, б), во второй зоне которой температура была достаточной для расплавления только оливина, тогда как хромит и сульфиды опускались в более глубокие горизонты и формировали там третью (рудную) зону талнахского типа.

Количество скапливающегося сульфидного вещества в рудных интервалах колонн в значительной мере зависело от объема вышележащих (терпящих сульфиды) магматических масс и степени их «очистки» от сульфидной фракции, что в свою очередь определялось режимом подъема, их составом и условиями охлаждения.

Вероятность погружения минеральных фаз в более глубокие части магматических колонн и перехода их в расплавное состояние подтверждается реликтовыми включениями магнезиального оливина, хромшпинелидов и сульфидов, наблюдаемыми в протокристаллах плагиоклаза головных частей магматических колонн [Лихачев, 1965].

Эффект диспергирования сульфидов был выявлен нами в экспериментах по плавлению сульфидсодержащего пикритового габбро-долерита норильских месторождений, приближающегося по химическому составу к хондритам. При этом в интервале 1400—1500°C сульфидная жидкость диспергировалась (рассеивалась) в окисносиликатном расплаве и удерживалась в нем во взвешенном состоянии даже при больших количествах сульфидов (до 15 вес. % и более); с понижением температуры до 1300—1200°C сульфидные выделения укрупнялись, приобретали каплевидные очертания и опускались в придонную часть сульфидно-окисносиликатного расплава.

С переходом эшелонированных магматических колонн от субвертикального к субгоризонтальному положению дифференциация магматических масс продолжается с образованием стратифицированных магматических тел и накоплением сульфидов в придонных частях массивов до сплошных залежей медно-никелевых руд, т. е. с формированием тех дифференциатов и тех разрезов, которые наблюдаются в дифференцированных

пнтрузиях Норильского района: внизу находятся пикритовые и такситовые габбро-долериты, переходящие кверху в оливинсодержащие и безоливиновые разности габбро-долеритов. При этом за счет рудных зон колонн формируются собственно медно-никелевые месторождения, а обедненные сульфидами части создают соответственно слабосульфидоносные интервалы, несущие в основном ликвационные сульфиды.

Таким образом, формирование промышленных залежей медно-никелевых руд происходит только в тех магматических колоннах, в которых скапливались сульфиды из больших объемов магматических масс на субвертикальном пути их внедрения, т. е. в колоннах, испытавших глубинную дифференциацию при внедрении и имеющих эшелонированное строение вдоль своей протяженности. При этом, как говорилось выше, устанавливается прямая зависимость количества рудного вещества, скапливающегося в рудных интервалах колонн, от объема магматических масс, составляющих передовые, потерявшие сульфидное вещество, части колонн, в первую очередь от объема лейкократового габбро и такситоидноклилофитового габбро-долерита.

Исследования показывают, что внедрение рудоносных магм и размещение медно-никелевых месторождений Норильского района тесно связаны с формированием Хантайско-Рыбинского поднятия и двух симметричных глубинных разломов — Норильско-Хараелахского и Имангдинского (рис. 8, см. вкладку). Причина, возможно, в том, что накопление 3,5 км базальтовой толщи затруднило перемещение магматических масс к земной поверхности и вызвало дополнительное скопление тепловой энергии в горизонте магнообразования, а это, в свою очередь, привело к переводу в расплав не только базальтовой бессульфидной составляющей, но и сульфидоносной фракции с образованием рудоносных мезомафических магм ($MgO = 8-15$ вес. %). Скапливающаяся энергия и появление рудоносного расплава вызвали значительное увеличение объема вещества в горизонте магнообразования и обусловили воздымание вышележащих толщ в виде Хантайско-Рыбинского поднятия, формирование которого сопровождалось возникновением по периферии (в зонах растяжения) параллельных глубинных разломов (Норильско-Хараелахского и Имангдинского), вскрывших очаги магнообразования и обеспечивших подъем рудоносных магм в верхние горизонты земной коры.

Однако возникшие разломы по простиранию не были одинаково благоприятными для подъема рудоносных магм, так как воздымание Хантайско-Рыбинского поднятия имело различную амплитуду по его протяженности и, следовательно, обеспечивало разную степень растяжения на прилегающих территориях. Наиболее благоприятными должны были быть площади, прилегающие к наиболее поднятым участкам, обеспечивающим максимальное растяжение на смежных территориях и наиболее свободный доступ рудоносным магмам к верхним частям земной коры.

По геологическим данным, наибольшее воздымание и максимальная эрозия Хантайско-Рыбинского поднятия имели место в пределах средней части бассейна р. Рыбной и оз. Мелкого (см. рис. 8), где наблюдается вскрытие эрозионным срезом пород протерозойского возраста, а подъем территории более чем на 1500 м превышает другие поднятые участки вала. Здесь же, по периферии этого поднятия, сконцентрированы известные в районе рудоносные магматические тела и медно-никелевые месторождения Талнахско-Норильского и Имангдинского рудных полей.

Из приведенных данных вытекает важный в практическом отношении вывод о том, что в Норильском районе наиболее перспективными на медно-никелевые руды являются площади, находящиеся в сфере действия указанного поднятия (воздымания).

Никеленосный магматизм Норильского района проявлялся в краевой части стабилизированного континентального блока, мощность корового слоя которого составляла ~ 43 км. Зарождение магм происходило под тугоплавким реститовым слоем мантии, выполняющим вместе с выше-лежащими толщами земной коры роль теплового экрана. Накопление здесь тепловой энергии вызывало фракционное плавление исходного мантийного вещества в последовательности от бессульфидных сравнительно низкотемпературных мафических магм ($MgO \leq 8$ вес. %), образовавших базальтовые покровы и комагматичные им интрузии, к относительно высокотемпературным сульфидоносным мезомафическим продуктам ($MgO = 8 - 15$ вес. %), формирующим медно-никелевые месторождения.

Промышленное скопление медно-никелевых сульфидов обуславливалось концентрированием нерастворяющейся (сегрегационной) сульфидной фракции в процессе дифференциации мантийного вещества на стадиях зарождения, внедрения и кристаллизации (становления) магматических масс.

На стадии зарождения (вследствие фракционного плавления исходного вещества и раннего образования и выноса в верхние части земной коры базальтовых бессульфидных магм) концентрация сульфидов в горизонте магмообразования повышалась до 1,2—1,5 вес. %. Последующее плавление, приводящее к образованию сульфидоносных мезомафических магм, повышало содержание в них сульфидов до 3—5 вес. %. Дальнейшее скопление сульфидов обуславливалось дифференциацией сульфидно-окисно-силикатных мезомафических магм в пределах земной коры в процессе их внедрения и становления.

Дифференциация на стадии внедрения магм приводила к эшелонированному строению магматических колонн и концентрированию сульфидов (вследствие эффекта диспергирования) в определенных (рудных) интервалах до 7—10 вес. %.

При становлении магматических масс в конечных камерах внедрения рудные интервалы эшелонированных колонн приобретали стратифицированное строение с накоплением сульфидов в придонных частях массивов до сплошных залежей медно-никелевых руд.

Образование богатых залежей медно-никелевых руд происходило только в тех магматических колоннах, в которых имело место скопление сегрегационных сульфидов из больших объемов магматических масс, осуществляемое на субвертикальном пути их внедрения, т. е. в колоннах, испытавших глубокую дифференциацию при внедрении и имеющих эшелонированное строение.

Внедрение рудоносных глубокодифференцированных магматических колонн и размещение медно-никелевых месторождений ограничивалось теми частями Норильско-Хараелахского и Имангдинского разломов, которые находились в сфере действия максимального куполовидного поднятия Хантайско-Рыбинского вала, расположенного в бассейне р. Рыбной и оз. Мелкого.

ЛИТЕРАТУРА

- Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 109—118.
- Лихачев А. П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 10, с. 75—88.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

(на примере норильского типа)

Сложность проблемы формирования месторождений сульфидных медно-никелевых руд, как уже отмечалось [Золотухин, 1971], породила многие точки зрения на их генезис, а следовательно, и возможность построения различных генетических моделей их формирования. Простейшие и наиболее ранние модельные представления основывались на идее возможной ликвации исходной магмы на несмешимые сульфидную и силикатную жидкости [Vogt, 1923]. Эти наиболее популярные до сих пор представления имеют значительные трудности в трактовке наблюдавшихся фактов и не в состоянии согласовать максимальную очень малую (0,22 вес. %) растворимость серы в основных расплавах [Haughton e. a., 1974; Moore, Fabbi, 1971] со значительными концентрациями сульфидов, наблюдаемых в месторождениях. Для обоснования предлагаемой модели остановимся ниже на некоторых особенностях вещественного состава норильских сульфидных медно-никелевых руд, вытекающих из литературных данных.

Геохимическая основа модели — рассмотрение в сульфидных медно-никелевых рудах по методу Ю. Г. Щербакова (см. [Щербаков и др., 1980]) коэффициентов концентрации (K) для пар элементов и относительных коэффициентов концентрации (OK) — по отношению к величинам для соответствующих пар элементов в метеоритах. При этом существенную роль играют сопоставления их с K и OK для эталонных объектов: метеоритного вещества, ультраосновных, основных, средних и кислых пород.

В применении к Норильским сульфидным медно-никелевым месторождениям на диаграммах, связывающих отношения тех или иных пар элементов в породах или рудах с соотношениями соответствующих пар, отнесенных к таковым в метеоритном веществе, выявляется ряд интересных обстоятельств, проливающих свет на сложные проблемы возникновения этих месторождений (рис. 1). Особое значение придается обыкновенно отношению в рудах и породах меди к никелю, а также платины к палладию как показателей дифференциации исходного магматического вещества [Naldrett, Cabri, 1976]. При рассмотрении построенных нами соответствующих диаграмм для хорошо изученного месторождения Норильск-1 [Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Архипова, 1975; Юшко-Захарова, 1964] выявляется следующее. На фоне отношений $Cu : Ni$ в эталонах (соответственно каменные метеориты, ультрабазиты, основные, средние и кислые породы, см. [Виноградов, 1962]) наблюдается распределение практически всех типов норильских пород и руд в интервале медно-никелевых соотношений, свойственных диоритам и гранитам, а не в интервале ультраосновных и основных пород, как можно было предполагать, исходя из их, вероятно, первично-магматического генезиса. При этом близки к диоритам отношения $Cu : Ni$ в пирротиновых жилах, с которых начинается ряд непрерывного повышения медистости руд через бедные руды в пикритовых и такситовых габбро-долеритах к богатым вкрапленным рудам в пикритовых и далее в такситовых габбро-долеритах. Последние смыкаются по медистости с халькопиритовыми жилами и богатыми «контактовыми» рудами в породах экзоконтакта (в лабрадоровых порфиритах, титан-авгитовых порфиритах, андезиновых диабазах и осадочных породах, см. [Роговер, 1959]). Крайне медистыми являются халькопирит-миллеритовые руды экзоконтакта, уже несомненно гидротермального генезиса, в которых соотношение $Cu : Ni$ заметно превышает таковое даже в гранитах, и эпигенетичные по сравнению с основной массой руд месторождений. В то же время следует подчеркнуть, что суль-

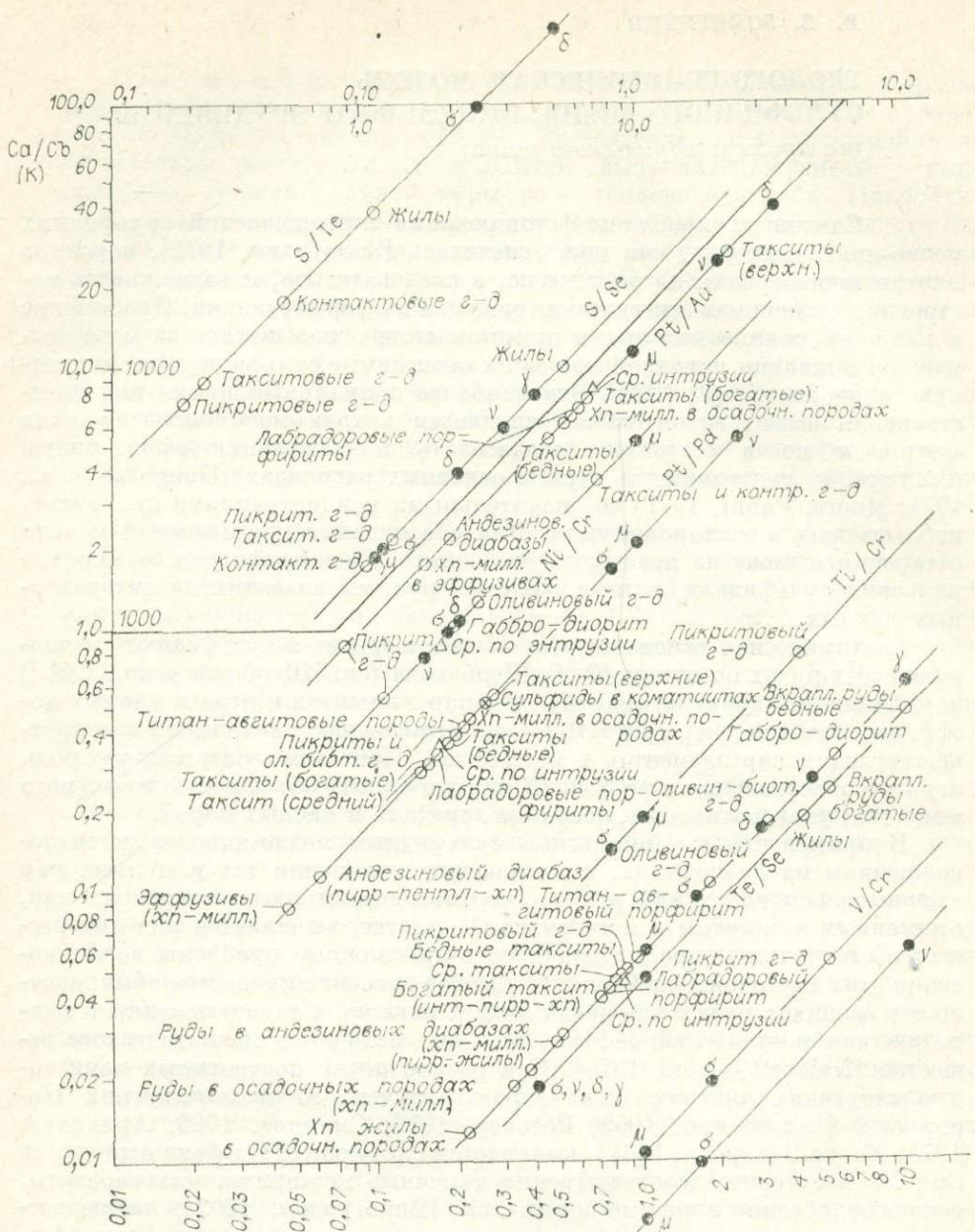
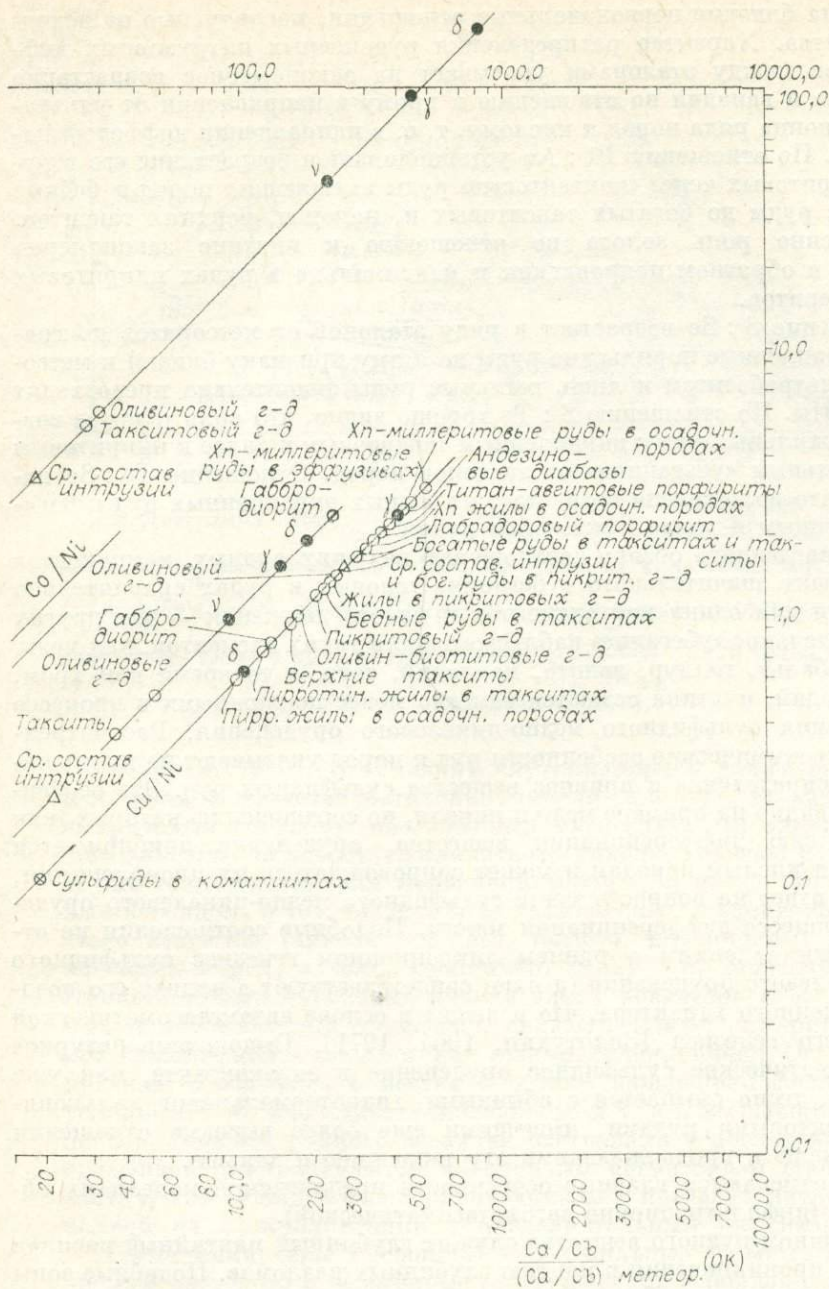


Рис. 1. Диаграмма соотношения коэффициентов концентрации (K) и относительных коэффициентов концентраций (OK) для важнейших пар элементов в сульфидных медно-никелевых рудах интрузии Норильск-I (построена по литературным данным). Шкала по осям диаграммы логарифмическая. В левом верхнем углу помещена отдельная врезка к диаграмме (для пар S/Te и S/Se). Соотношения пар элементов для эталонов (см. [Щербаков и др., 1980]): μ — метеоритное вещество, σ — ультраосновные породы, ν — основные породы, δ — диориты, γ — граниты.

фиды в коматитах близки по отношению $Cu : Ni$ к основным породам [Naldrett, Cabri, 1976].

По отношению $Pt : Pd$ в норильских рудах также наблюдается сильное разобшение этих руд с соответствующими эталонами, причем имеет место значительно более сильное «убегание» Pd, чем Pt по сравнению с метеоритным эталоном. В порядке возрастания роли Pd по отношению к Pt в рудах наблюдается переход от бедных вкрапленных руд в пикритовых и такситовых габбро-долеритах к богатым в такситовых габбро-



долеритах и далее к контактовому оруденению в андезиновых диабазах. Что касается сульфидов в коматитах, то они, как и сульфиды в верхних такситовых габбро-долеритах, по составу заметно отличаются от других типов руд этих месторождений, являясь наиболее платинистыми. Менее заметный сдвиг по сравнению с эталонами наблюдается в рудах по отношению $Co : Ni$, причем значительная часть руд в интрузии по этому признаку уже тяготеет к метеоритному эталону, а в сторону повышения их никелистости по отношению к кобальту наблюдается переход от пикритовых и бедных такситовых габбро-долеритов к богатым такситовым и контактовым рудам, а также пирротиновым и халькопиритовым жилам в осадочных породах. Отношения таких оксифильных феррических элементов в рудах и породах, как $V : Cr$ и $Ti : Cr$, характеризуются расположением главных дифференциатов интрузива Норильск-I и его среднего состава между соответствующими эталонами ультраосновных и основных пород,

указывая на близкие первоначальные отношения, наследуемые от исходного вещества. Характер распределения рудоносных интрузивных дифференциатов между эталонами указывает на закономерное возрастание роли титана и ванадия по отношению к хрому в направлении от ультраосновного конца ряда пород к кислому, т. е. в направлении дифференциации магмы. По отношению $Pt : Au$ устанавливается возрастание его в рудах от пикритовых через «контактные» руды вмещающих пород и бедные такситовые руды до богатых такситовых и, наконец, верхних такситов. Соответственно роль золота по отношению к платине закономерно возрастает в обратном направлении и максимальна в рудах пикритовых габбро-долеритов.

Отношение $S : Se$ возрастает в ряду эталонов от метеоритов до гранитов. Вкрапленные норильские руды по этому признаку близки к метеоритам и ультрабазитам и лишь жильные руды значительно превосходят даже граниты. По отношению $S : Te$ хорошо видно, что роль теллура возрастает от жильных руд к вкрапленным такситовым и далее к пикритовым со значительным «убеганием» от эталонов пород. Отношение $Te : Se$ показывает, что роль селена возрастает от бедных вкрапленных руд к богато вкрапленным и далее к жильным рудам.

Из приведенного обзора соотношений ведущих рудных компонентов вытекает факт значительного «убегания» таковых в рудах сравнительно с эталонами для одних пар элементов и малого движения — для других пар. Значительное «убегание» наблюдается для таких элементов, как медь, никель, кобальт, теллур, золото, палладий, сера, в то время как хром, титан, ванадий, платина остаются заметно менее подвижными в процессе возникновения сульфидного медно-никелевого оруденения. Рассмотренные выше геохимические особенности руд и пород указывают на интенсивное перераспределение и привнос вещества сульфидных руд. Это особенно хорошо видно на примере меди и никеля, по соотношению которых, как по показателю дифференциации вещества, оруденение приближается к средним и кислым породам и может сопровождаться их проявлениями, что и дает ответ на вопрос о месте сульфидного медно-никелевого оруденения в процессе дифференциации магмы. Подобные соотношения не отвечают представлениям о раннем ликвидационном генезисе сульфидного медно-никелевого оруденения, а явно свидетельствуют в пользу его позднего наложенного характера, что и лежит в основе автометасоматической гипотезы его генезиса [Золотухин, 1964, 1971]. Высокотемпературное автометасоматическое сульфидное оруденение в экзоконтакте, как уже говорилось, тесно смыкается с обычными гидротермальными халькопирит-миллеритовыми рудами, имеющими еще более высокие отношения меди к никелю и продолжающими эту тенденцию и дальше.

Ниже отмечаются главные особенности предлагаемой модели их образования (инфильтрационно-автометасоматической).

Источником рудного вещества служит глубинный мантийный расплав в областях проникновения в мантию глубинных разломов. Подобные зоны проницаемости могут обеспечить относительно быстрый подъем магмы, выплавленной из мантийного материала, без существенной дифференциации ее по пути. Дифференциация внедрившегося расплава в таком случае осуществляется уже в пределах магматических камер. Спектр пород, возникающих в рудоносных интрузивах, которые имеют, как правило, форму хонолитов, представлен трехчленной серией пород: пикритовыми, оливиновыми и безоливиновыми или оливинсодержащими долеритами и габбро-долеритами. Помимо них в интрузивах имеются контактовые разновидности пород и крупнозернистые интенсивно оруденелые пегматоиды и атакситовые лейкократовые породы, обычно приуроченные также к контактам интрузивов. Средний состав магнезиальной магмы, достигшей интрузивных камер, является промежуточным между пикритовым и базальтовым и находится в интервале содержаний 8—14 вес. % MgO . Можно считать подобные глубинные выплавки уже близкими по совокупности свойств к базальтовым коматитам, точнее коматитоподобными базитами

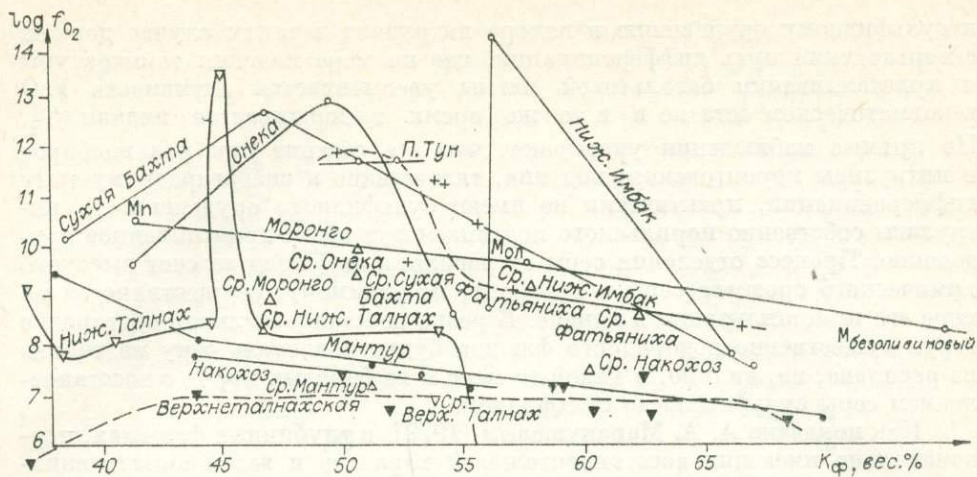


Рис. 2. Диаграмма $-\log f_{O_2} - K_{\phi}$ породы (где $K_{\phi} = \frac{FeO_{\text{общ}} \cdot 100}{FeO_{\text{общ}} + MgO}$ вес. %). Значения $-\log f_{O_2}$ вычислены для $t = 1200^{\circ}C$ по средним химическим составам интрузий, имеющимся в литературе (см. [Петрология и перспективы..., 1978; Додин, Батуев, 1971; Золотухин, 1980] и др.), по соотношению $\log \frac{X_{FeO}}{X_{FeO_{1,5}}} = -0,20 \log f_{O_2} - 1,04$ [Roeder, Emslie, 1970].

[Золотухин, 1980]. В условиях внутрикамерной дифференциации основную роль в качестве источника никеля для руд, по-видимому, играет пикритовый горизонт, обогащенный магнезиальным оливином, содержащим заметные количества силикатного никеля. Перенос рудного вещества осуществляется сначала первичной магмой, а затем высокотемпературным флюидом, в том числе в виде комплексных соединений, причем часть этого вещества (никель, кобальт, железо, платиноиды) экстрагируется из самих пород, а часть (например, медь) — из остаточных растворов. Процесс концентрирования никеля идет с вовлечением все более подвижных и центробежных элементов, включая чуждую пикритам медь, и таких сиалических элементов, как теллур, селен, свинец. Осаждение (многократное) происходит в местах с резким изменением физико-химических условий (P , T , кислотности-щелочности и т. д.), вызвавшим распад комплексов. Перенос рудного вещества растворами и последующее осаждение сульфидов приурочиваются к основным пегматоидам (такситовым горизонтам) как главным флюидопроводникам в пределах интрузий на стадии полной их кристаллизации с предварительным расслоением интрузий.

Источники серы смешанные — ювенильные (с метеоритным соотношением изотопов) и экзогенные (при смешении флюидов с вадозовыми водами). Как уже указывалось ранее [Osborn, 1959; Золотухин, 1964], на путь дифференциации базальтовой исходной магнезиальной магмы значительное влияние может оказывать режим кислорода, в зависимости от которого это будет либо норильский тип (система открыта в отношении кислорода), либо скаергардский (кислород инертен). Представителем скаергардского пути в Норильском районе являются интрузии так называемого моронговского типа (рис. 2). Как известно [Петрология и перспективы..., 1978], интрузии моронговского подтипа норильского типа не рудоносны в отличие от интрузивов собственно норильского подтипа. Таким образом, наблюдается прямая зависимость сульфидного оруденения в магнезиальных трапшевых интрузивах от режима кислорода (см. рис. 2).

Растворимость серы в базальтовом расплаве зависит от температуры, активности металлов и парциального давления кислорода. Как видим, благоприятствовать максимальной растворимости S^{2-} , а следовательно,

и сульфидному оруденению в камере интрузива в таком случае должен скаергардский путь дифференциации, где по мере падения температуры и кристаллизации базальтовой магмы увеличивается активность FeO в магматическом остатке и в то же время выдерживается низкая f_{O_2} . Но прямые наблюдения указывают, что все обстоит как раз наоборот и интрузивы моронговского подтипа, тяготеющие к скаергардскому типу дифференциации, практически не имеют сульфидного оруденения, а интрузивы собственно норильского подтипа могут нести промышленное оруденение. Процесс отделения серы от расплава во флюид за счет высокого химического сродства серы к водороду, по-видимому, осуществляется по мере его кристаллизации в камере. В резко восстановительной обстановке струи существенно водородного флюида будут извлекать серу не только из расплава, но, видимо, в какой-то мере и из боковых пород с восстановлением серы сульфатной до сульфидной.

Как показано А. А. Маракушевым [1979], в глубинных флюидах, первоначально имеющих восстановительный характер и затем окисляющихся при подъеме вверх, закономерно изменяется состав металлов, мигрирующих в газовых потоках. С окислением флюидов их эффективность как переносчиков металлов возрастает. Поскольку металлы разделяются на хлорофильные и сульфурофильные, с одной стороны, и фторофильные и оксифильные — с другой, в зависимости от соотношения во флюидах неметаллических компонентов (F, O, Cl, S) состав переносимых металлов должен также изменяться. В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия изменение рН растворов (химической активности протона в растворах) приводит к осаждению или миграции элементов. Так, с увеличением их кислотности возрастают коэффициенты активности более кислотных компонентов относительно менее кислотных с замещением первыми вторых при постоянстве концентраций компонентов. Направление метасоматических замещений в зависимости от щелочности растворов определяется рядом основности окислов. Эволюцию метасоматизирующих растворов, судя по серии замещения в рудных минералах (Ti, Cr, Fe) → (Fe, Ni, Co, Cu) → (Cu, Pt, Pd, Au), наблюдаемых в норильских рудах, можно видеть на рис. 3.

Растворы по кислотности эволюционируют в процессе осаждения рудных компонентов от кислых к щелочным и далее к кислым (а не наоборот, как мы отмечали ранее — для условий их переноса [Золотухин, 1979]) с возрастанием сродства к сере и хлору по отношению к фтору и кислороду.

То, что роль флюидов в обсуждаемых процессах действительно велика, показывают исследования содержания газов в трапсовых породах, проведенные Г. Д. Феоктистовым, в том числе из норильских интрузий [Флюидный режим..., 1980]. Было установлено, что содержание восстановленных газов, таких как H_2 , CO, CH_4 , и коэффициент восстановленности газов увеличиваются в нижней части дифференцированных трапсовых силлов (троктолитовые долериты) и понижаются в верхней их части (гранофитовые долериты). Расчеты для закрытой системы порода + газ путем численной минимизации свободной энергии Гиббса для гигабарических условий ($P = 500$ бар) в интервале температур 25—1230°C показали, что «состав газов, выделяемых для анализа при 900°C, является равновесным с химическим и расчетным минеральными составами траппа при 600°C, когда расчетом устанавливается максимум содержания восстановленных газов в газовой фазе» [Там же, с. 124].

Приведенные выше данные указывают, что: 1) H_2S , SO_2 и S_2 реально присутствуют в составе газовой фазы, связанной с трапсовым расплавом; 2) содержания (а следовательно, и активность) в ней H_2S и S_2 в общем возрастают с понижением температуры от 1200 до 600°C при параллельном уменьшении содержания SO_2 . Это означает, что максимальную активность сера газовой фазы, отделившаяся от расплава, приобретает уже в постмагматический этап интрузий в интервале температур 900—600°C (при $P = 500$ бар). Таким образом, в этом диапазоне температур сера

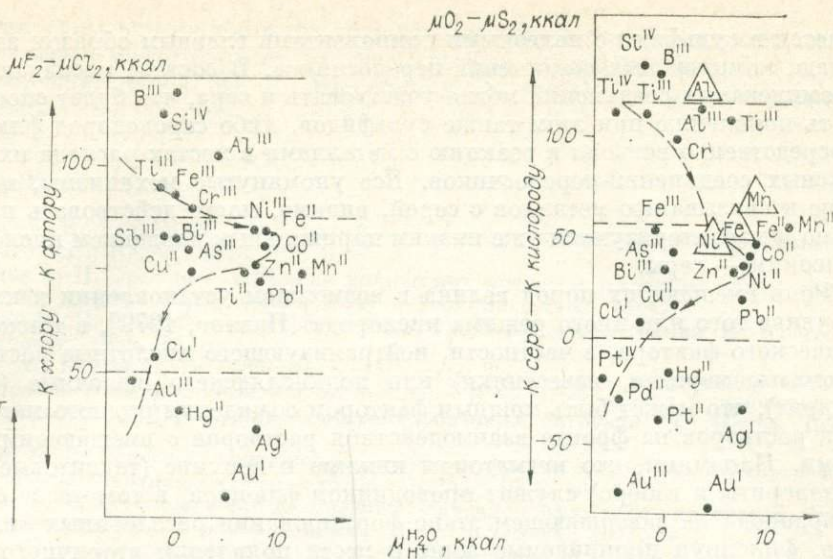


Рис. 3. Вероятная кислотно-щелочная эволюция с падением температуры рудоносных флюидов для сульфидных медно-никелевых месторождений. Эволюция — штриховая кривая на фрагменте диаграммы А. А. Маракушева [1975], систематизирующей некоторые металлы по их окисности (химическому средству к протону в водных растворах) и химическому средству к хлору относительно фтора и к сере относительно кислорода. Треугольниками обозначены параметры для металлов, полученные по силикатным равновесиям, точками — по окисным, сульфидным, хлоридным и фторидным равновесиям (римские цифры — валентность металлов).

флюидов должна наиболее активно связываться с металлами с образованием сульфидов. Возрастание концентрации, а следовательно, и активности сероводорода скажется на кислотно-щелочной эволюции флюида с последовательным замещением в породах интрузии при взаимодействии с флюидом менее сильных кислот (кремнекислоты) более сильными (H_2S) и более сильных оснований (в силикатах) более слабыми, которыми является большинство металлов сульфидных медно-никелевых руд. Поскольку при этом медь явно привносится растворами, а такие металлы, как никель, кобальт, платиноиды и некоторые другие, обнаруживают резко повышенные концентрации по сравнению с породными, то они также должны переноситься флюидами, по-видимому, в виде комплексных соединений. Как подчеркивал А. А. Маракушев [1979], комплексы с металлами образуют те элементы, которые обнаруживают к ним наиболее сильное химическое средство. Хлоритишные элементы (водород, сера, хлор) образуют гидросульфидные, хлоридные, водородные, углеводородные миграционные комплексы металлов. Фторитишные компоненты (кислород, фтор) во флюидах формируют фторидные и кислородные миграционные комплексы (карбонатные, боратные, сульфатные, фосфатные и др.).

Что касается серы во флюидах, связанных с коматитоподобными базитовыми расплавами, то попадание их на этапе завершения дифференциации расплава в камере в условия с открытым режимом кислорода (постоянное высокое P_{O_2}) способствует осаждению серы, вероятно, при «перерождении структуры» вторичного расплава [Павлов, 1979] и связыванию ее с рудными компонентами в позднемагматическую и раннюю постмагматическую стадии для основных пегматоидов. Если же P_{O_2} мало (кислород имеет инертный режим), сера в составе сероводорода флюида теряется для интрузива, уходя из него практически полностью. Полезные компоненты (а также хром), экстрагированные флюидами и переносимые, очевидно, в виде комплексных соединений в отсутствие осажденной серы (инертный очень низкий режим кислорода), по-видимому, теряются для магмы, как и сама сера. Осажденная сера в пегматоидах свя-

зывается в сульфиды с полезными компонентами главным образом за счет распада комплексных соединений-переносчиков. В составе распадающихся комплексных соединений могла участвовать и сера, что будет способствовать появлению при этом также сульфидов, либо сероводород флюидов непосредственно вступал в реакцию с металлами в местах распада их комплексных соединений-переносчиков. Все упомянутые механизмы, приводящие к связыванию металлов с серой, видимо, могут действовать параллельно и характеризуются уже низким парциальным давлением кислорода и высоким — серы.

Роль вмещающих пород велика в возможном установлении в камере интрузива того или иного режима кислорода [Павлов, 1979], в также как химического фактора, в частности, нейтрализующего кислотные растворы (доломиты, мергели, известняки) или подкисляющего щелочные (гипс, ангидрит), что может быть мощным фактором осаждения рудного материала из растворов на фронте взаимодействия растворов с вмещающими породами. Напомним, что пегматоиды нижние и верхние (такситовые габбро-долериты и габбро) служат проводником флюидов, в том числе струй сероводорода на завершающем этапе формирования расслоенных интрузивов, фиксируя проницаемые зоны и места появления вторичного расплава [Золотухин, 1964]. Отсюда следует, что роль механизма формирования интрузива в возникновении в нем сульфидного оруденения исключительно велика. Сам по себе этот факт несовместим с ликвационной концепцией генезиса сульфидных медно-никелевых руд.

Месторождения норильского типа и прочие, возникающие за счет магнезиальных базитовых исходных магм с появлением горизонтов основных пегматоидов, связаны, по-видимому, лишь с верхними частями магматических очагов глубинной мантийной магмы (типа базальтовых коматитов). Тип месторождений, связанный с перидотитовыми коматитами, изливающимися из глубоких уровней, по геохимическим (отношения $Cu : Ni$ и $Pt : Pd$) и прочим характеристикам резко оторван от большинства других сульфидных медно-никелевых месторождений [Naldrett, Cabri, 1976], в том числе и от обсуждаемого нами норильского типа. По своей специфике тип месторождений перидотитовых коматитов (Австралия, Африка, Канада) может быть признан первично-магматическим, но отнюдь не ликвационным.

В заключение перечислим основные черты предлагаемой модели.

1. Средний состав исходной магнезиальной магмы, подающейся из очага плавления, является промежуточным между пикритовым и базальтовым и приближается к базальтовым коматитам.

2. Быстрый подъем из очагов приводит к возможности дифференциации магмы уже в камерах интрузий.

3. Выявляется непосредственная зависимость наличия оруденения от пути дифференциации магмы (Норильский или Моронговский) и, следовательно, от режима кислорода (см. рис. 2).

4. Пегматоиды (нижние и верхние) играют роль проводника флюидов на завершающем этапе формирования расслоенных интрузивов, фиксируя проницаемые зоны и места появления вторичного расплава.

5. Если сера находится во флюидах, открытый режим кислорода (в том числе в пегматоидах) каким-то образом способствует осаждению серы, которая связывается с рудными компонентами на поздние и постмагматическом этапах в основных пегматоидах. Если режим кислорода инертный, сера, оставаясь в составе флюидов, уходит из магмы почти полностью.

6. Полезные компоненты экстрагируются флюидами, накапливаются в них и переносятся ими в виде комплексных соединений вплоть до момента связывания с серой. В противном случае они теряются для магмы, как и сама сера. Сера связывается в сульфиды с полезными компонентами в пегматоидах за счет распада их комплексных соединений-переносчиков при изменении P , T , pH и т. д. В зависимости от размера интрузивных

тел, мощности пегматоидов и продолжительности потока флюидов масштабы оруденения могут быть от значительных до исчезающе малых.

Автор благодарен Ю. Г. Щербакову за консультации по данной работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипова А. И. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Л.: Недра, 1975. 128 с.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 1.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. — В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971, с. 31—100.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. 192 с.
- Золотухин В. В. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных. — Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 12—22.
- Золотухин В. В. Об источниках вещества медно-никелевых сульфидных руд. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ в эндогенных месторождениях. Новосибирск: Наука, 1979, с. 4—15.
- Золотухин В. В. Некоторые представители магнезиальных траппов Сибирской платформы как возможные коматиты. — Геол. и геофиз., 1980, № 12, с. 11—26.
- Маракушев А. А. Магматическая эволюция и связи оруденения с интрузиями. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 5—16.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Павлов А. Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 80.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 268 с.
- Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.
- Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М.: Недра, 1966. 60 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.
- Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования. — Геохимия, 1980, № 11, с. 1662—1674.
- Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М.: Наука, 1964. 112 с.
- Naughton D. R., Roder P. L., Skinner B. J. Solubility of sulphur in mafic magmas. — Econ. Geol., 1974, v. 69, N 4, p. 451—467.
- Moore I. G., Fabbi B. P. An estimate of the juvenile sulphur content of basalt. — Contrib. Miner. a. Petrol., 1971, v. 33, N 2, p. 118—127.
- Naldrett A. J., Cabri L. J. Ultramafic and related mafic rocks. — Econ. Geol., 1976, v. 71, p. 1131—1158.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257, N 9, p. 609—647.
- Roeder P. L., Emslie R. F. Olivine-liquid equilibrium. — Contrib. Miner. a. Petrol., 1970, v. 29, p. 275—289.
- Vogt J. H. L. Nickel in igneous rock. — Econ. Geol., 1923, v. XVIII.

Г. И. КАВАРДИН

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сульфидные медно-никелевые месторождения по особенностям минерального состава руд, закономерностям их размещения и генезису представляют собой один из характернейших типов эндогенных рудных образований.

Сравнительное изучение различных типов медно-никелевых месторождений мира показывает [Кавардин, 1981], что для них характерно постоянство состава руд в узком диапазоне изменения физико-химиче-

ских параметров при малой зависимости от геотектонических обстановок формирования самих интрузий. Концентрация металлов происходила на всех петрологических этапах, начиная от выплавления магматических расплавов из мантийного пиролита (металлогеническая специализация очаговых магм), его дифференциации по пути движения в литосфере (возникновение никеленосных комплексов), камерной кристаллизации (становление никеленосных массивов). Для формирования промышленных месторождений с богатыми медно-никелевыми рудами необходимо сочетание следующих благоприятных факторов: а) наличия источника рудного вещества в виде специализированного магматического расплава; б) оптимальная физико-химическая обстановка в области магнеподводящих и расчленивающих структур; в) активное перераспределение (с концентрацией) рудного вещества в поздние и послемагматический этапы эволюции никеленосных массивов.

Первый фактор определяется особенностями глубинного строения того или иного региона — наличием мантийных диапиров в пределах рифтогенных структур. В общем случае никеленосными являются лишь небольшие объемы развитых на Земле разновозрастных гипербазит-базитовых формаций, отвечающих эпохам медно-никелевого рудообразования. Следующий фактор зависит от более локальных причин, главным образом тектонического порядка, ибо благоприятному течению процессов дифференциации отвечают средние по интенсивности (субплатформенные) условия тектогенеза (как крайние напряженные, так и чересчур спокойные неблагоприятны). При положительном проявлении первых двух региональных условий определяющее значение имеет уже третий фактор — наиболее важный прогнозно-оценочный критерий в уже выявленном рудоносном регионе. Весьма легкая трансформация сульфидных медно-никелевых руд, часто затухивающая их первично-магматическое происхождение, зависит от интенсивности развития синрудных и послерудных тектонических процессов: весьма часто эти месторождения приобретают «псевдогидротермальный» облик, порождая многочисленные взаимоисключающие гипотезы их происхождения.

Все имеющиеся материалы показывают, что распределение петрогенных и рудных компонентов в производных гипербазит-базитовых магм контролируется двумя группами процессов в магматических расплавах — магматической докамерной дифференциацией и внутрикамерным гравитационно-кристаллизационным расслоением, причем последнее в наиболее обычном случае приводит к формированию стратифицированных массивов, а при особых условиях (неустойчивой тектонической обстановке и сложном строении рамы) — к образованию многофазных комплексов из отдельных дифференциатов.

При докамерной дифференциации образуются серии исходных расплавов различной магнезальности (железистости), основности и щелочности, определяющих первичное накопление рудогенных компонентов (никеля, меди, кобальта и др.). Судя по геохимическим обобщениям [Годлевский, 1959; Архипова, 1975; и др.], степень концентрации их может достигать 5—10 по отношению к кларковым содержаниям. Как следует из имеющихся данных [Кавардин и др., 1968], содержание никеля в отдельных типах интрузивных тел северо-запада Сибирской платформы колеблется в широком диапазоне от 0,16 до 0,003%, а для отдельных дифференцированных тел этот интервал существенно уже (0,16—0,01%).

Однако для концентрирования рудных элементов наиболее важны процессы камерной кристаллизации, которые приводят к дальнейшей дифференциации всех компонентов силикатных расплавов, а в случае наиболее полного расслоения массивов — и к образованию промышленных скоплений руд. Кларки концентрации рудных элементов при этом достигают 20—80 усл. ед. (исходя из сопоставлений их содержаний в пикриновых и вышележащих горизонтах Норильских интрузий).

Можно констатировать, что четче специализированы на никель более магнезальные и основные силикатные расплавы (табл. 1): при повыше-

Средние содержания основных рудообразующих элементов в главных типах магматических пород (по А. П. Виноградову [1962])

Элемент	Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые
Никель	0,200	0,016	0,0055	0,0008
Медь	0,002	0,010	0,0035	0,0020
Кобальт	0,0200	0,0045	0,0010	0,0005
Хром	0,200	0,020	0,005	0,0025
Палладий	0,0000120	0,0000019	—	0,0000010
Платина	0,00002	0,00001	—	—

нии кремнекислотности наблюдается заметное снижение средневзвешенных содержаний никеля, кобальта, хрома и других рудных компонентов.

Таким образом, при оценке потенциальной никеленосности интрузивных образований на первое место выступает задача установления кларков содержаний в них рудных элементов с составлением баланса их распределения в различных минеральных фазах (породообразующих, вторичных, рудных и аксессуарных минералах) и лишь затем необходимо анализировать направление и степень проявления процессов внутрикамерной дифференциации. При этом четко диагностируется (даже в полевых условиях) степень дифференциации массивов (или разновозрастных комплексов интрузивных тел). Эмпирический факт связи крупных и богатых концентраций медно-никелевых руд с наиболее полно расслоенными массивами давно известен не только в Норильском регионе, но и в других никеленосных провинциях мира. Здесь следует учитывать не просто наличие наиболее контрастных петрографических типов пород, а развитие самостоятельных горизонтов ультраосновных и основных, а иногда и кислых пород. При этом сингенетичные сульфиды развиваются преимущественно в обогащенных оливином дифференциатах, тогда как прожилково-вкрапленные и жильные руды могут встречаться в различных типах пород, не удаляясь далеко от контактовых зон интрузивов.

По общему мнению, типовыми чертами сульфидной медно-никелевой формации являются тесная пространственная и генетическая связь ее с дифференцированными массивами основных и ультраосновных пород, трехминеральный (пентландит — халькопирит — пирротин) состав преобладающей части руд, развитие двух главных типов оруденения — сингенетического вкрапленного и эпигенетического сплошного. Однако анализ накопленных к настоящему времени фактических материалов позволяет рассматривать ее сейчас как группу рудных субформаций, существенно различающихся главными характерными чертами (т. е. по связи с различными магматическими формациями отличного исходного состава, вещественному составу и генетическим особенностям руд, структурам рудных полей). Причем за главный классификационный признак мы принимаем вещественный (минералого-химический) состав руд, ибо он в первую очередь определяет их промышленно-экономические характеристики и условия переработки. Следует подчеркнуть, что изменение соотношения в рудах никелевых и медных минералов определяет величины концентрации и ряда сопутствующих компонентов, нередко существенно влияющих на промышленную значимость месторождений. Некоторые исходные данные по составу оруденелых пород и главных типов руд для наиболее характерных медно-никелевых месторождений представлены в табл. 2.

Существенно медная субформация ($Cu : Ni > 5$, главные рудные минералы халькопирит или борнит) связана с магмами исходного базитового состава, образующими дайкообразные габбро-диабазовые интрузивы (при наличии в них расслоенности им свойственные резко подчиненные объемы ультраосновных дифференциатов). В качестве примеров можно привести халькопирит-пирротинные рудопроявления в габбро-диабаз

Сравнительные данные по химизму медно-никелевых руд

Месторождения и рудопроявления	Рудовмещающие породы	Состав главных типов руд, %				Типичное отношение Cu/Ni
		вкрапленные		сплошные		
		Cu	Ni	Cu	Ni	
Волковское	Пироксенит, габбро	1—3	—	—	—	25
Анабарские	Габбро-диабаз	0,1—2,8	0,01—0,2	До 23	До 0,6	20—25
Норильские	Пикрит, такситовый долерит	0,2—0,9	0,1—0,6	1—10	2—8	2 : 1
Инсизва	Пикрит, габбро	0,3—1,9	0,2—1,1	2—15	4—6	2 : 1
Федорова тундра	Норит	0,2—0,4	0,1—0,2	—	—	2 : 1
Садбери	Кварцевый диорит	0,8—1,9	0,7—2,0	—	—	1 : 1
Мончегорское	Перидотит, пироксенит, норит	0,1—0,3	0,3—0,6	1—3	3—6	1 : 2
Горюньское	Перидотит, дунит	0,1—0,2	0,2—0,3	0,5—1,5	0,6—2,5	1 : 2
Лимахе	Перидотит, пироксенит	—	—	—	—	1 : 2
Воронежское	Дунит, перидотит (серпентинизированные)	0,2—0,7	0,6—2,0	0,1—0,5	1—8	1 : 2
Печенгские	Перидотит (серпентинизированный)	1,0—3,0	2—5	2—4	3—6	1 : 2
Линн-Лейк	Норит (эмфиболитизированный)	—	—	—	—	1 : 2,5
Северобайкальские	Дунит, перидотит, пироксенит	0,1—0,3	0,2—0,9	1—2	3—6	1 : 3
Бушвельд	Норит, пироксенит	—	—	1,0	2,5	1 : 4
Адлареченское	Перидотит	0,2—4,7	1,0—9,3	0,9—6	6,3—18	1 : 5
Томпсон	»	—	—	0,1—0,2	0,7—2,8	1 : 14
Шангани	Серпентинит	0,08	0,65	1,2	9,75	1 : 10
Камбалда	»	—	—	0,4—0,5	3,4—3,8	1 : 10
Маккино	Перидотит	—	—	—	—	1 : 10 и более

Примечание. При характеристике химизма руд использованы данные работ М. Н. Годлевского, Г. И. Горбунова, С. А. Кашина, М. С. Машака, Н. М. Чернышева и др.

юга Анабарского щита [Мащак, 1969] и Волковское борнит-титаномagnetитовое месторождение на Урале [Кашин, 1948], с известной долей условности сюда можно отнести ряд жильных медных месторождений в связи с эффузивно-интрузивными формациями основных пород типа Шуезерского в Восточной Карелии. Волковское месторождение связано с Тагило-Баранчинским массивом габбро-пироксенит-дунитового пояса Урала. Массив сложен разнообразными типами габбро (небольшим распространением пользуются породы ультраосновного, среднего и кислого рядов), которые содержат от 17 до 30% сульфидов, 2,48% меди и 0,70% серы; эта медно-сульфидная магматического типа минерализация (борнит, халькопирит и др.) сопутствует железо-титановой. Особенности локализации и структурно-текстурный рисунок руд свидетельствуют об их позднемагматическом или гидротермальном генезисе.

Собственно **медно-никелевая субформация** (с типичным отношением $Cu : Ni \approx 2$ и преобладающей пентландит-халькопирит-пирротитовой ассоциацией, но широким развитием других медных минералов — кубанита, таллахита, моихукита, халькозина, борнита и др.) ярко выражена в расслоенных гипербазит-базитовых интрузивах сибирской трапповой формации, в общем базальтоидный исходный состав которых по своей геохимической специализации близок к веществу каменных метеоритов — хондритов, свидетельствует о мантийном характере магматических расплавов. В составе никеленосных массивов ультраосновные дифференциаты (пикрит- и троктолит-долериты) слагают обычно не более 25% их разреза, в лежачем их боку повсеместно присутствует горизонт такситового сложения и пестрого состава с богатым гнездово-вкрапленным сульфидным оруденением. Локально развиты мощные пологие залежи и жилы

сплошных руд в связи с интенсивным проявлением метасоматических процессов и привнесом части рудных компонентов из корневых частей интрузий в виде флюидов. Характерно многообразие минералогических типов руд — от существенно пирротиновых до халькопиритовых, при тенденции обособления последних по периферии рудных тел в заключительные стадии рудоотложения. Кроме широко известных норильских месторождений (Талнахское, Октябрьское, Норильск-1, Имангда, Нижний-1 и др.) примером данной рудной субформации могут служить руды в мощном (более 1 км) расслоенном силле пикрит-долеритов Инсизва в поле трапсов Карру на юге Африки, минерализация в многокилометровой мощности массива Дюфек в Антарктиде. В парагенетической связи с данными месторождениями часто проявляется магнетитовая, медная, полиметаллическая и другие минерализации.

Никелево-медная субформация характеризуется четким преобладанием в рудах никеля над медью (2 : 1—5 : 1) в соответствии с повышенным количеством пентландита против пирротина и халькопирита, концентрацией в отдельных типах руд магнетита, хромшпинелидов и пирита. Никеленосным магматическим комплексам свойственны максимально проявленные процессы дифференциации пород (от оливинитов до гранитов), хотя сами рудоносные массивы слагаются преимущественно габбро-норитами, пироксенитами и перидотитами, для которых очевиден почти гипербазитовый состав исходных магм, близкий к мантийному перидотиту. Для интрузивов Печенги, например, он отвечает меланократовому оливиновому габбро или пикриту. В зависимости от конкретной геолого-тектонической обстановки формируются то крупные расслоенные плутоны (типа Бушвельда или Мончи), то пояса из многочисленных сравнительно маломощных пластообразных или линзовидных тел (типа Печенги). Геологическая позиция рудных полей и текстурно-структурные особенности руд очень разнообразны. Сингенетические вкрапленные руды бедные и развиты ограниченно; в процессе развития аутометаморфизма и наложенного метаморфизма преимущественно формируются крутопадающие зоны из вкрапленно-прожилковых, гнездовых, брекчиевидных и массивных руд как в приконтактных, так и в центральных частях массивов (лишь иногда в согласии с их внутренней расслоенностью). Подобная приуроченность основной массы медно-никелевых руд к наложенным тектоническим структурам весьма характерна, например, для Северо-Байкальских и Воронежских месторождений. Высокая степень дифференцированности отдельных крупных никеленосных плутонов (вплоть до развития гранитоидов), часто многофазный их характер с развитием естественных рядов горных пород различной направленности — все это обуславливает развитие иногда в них и других рудных формаций, в частности хромитовой и титаномagnetитовой (Бушвельдский лополит), медно-свинцово-цинковой (массив Садбери) и др. Следует заметить, что массив Садбери вместе с некоторыми другими месторождениями (Линн-Лейк в Канаде, Федорова тундра на Кольском полуострове) по составу исходных магм и химизму руд ($\text{Cu} : \text{Ni} \approx 1$) занимают промежуточное положение между медно-никелевой и никелево-медной субформациями, характеризуясь тесной связью оруденения с развитием основных пегматоидов, носящих в Садбери название «оффсеты». Это свидетельствует о возможности выделить указанные месторождения в отдельный формационный тип, как делают некоторые исследователи, связывая их формирование с перидотит-пироксенит-норитовой магматической формацией.

Существенно **никелевая субформация** (отношение $\text{Ni} : \text{Cu} = 10$ и более, в рудах преобладает пентландит, местами широко развиваются арсениды никеля, селениды, золото и другие редкие минералы) связана с почти чисто гипербазитовыми интрузивами, большей частью измененными вплоть до серпентинитов. Это преимущественно древние (архей — протерозой) массивы, относимые к оливинит-перидотитовой формации, характеризуются малой мощностью и слабой дифференцированностью пород, низкой железистостью породообразующих минералов, интенсивно про-

Геолого-промышленная классификация месторождений

Рудная субформация (типичное отношение Cu:Ni в рудах)	Формационный тип месторождений	Магматическая формация (исходный состав магмы)
Медная (20 : 1)	Уральский	Габбро-диабазовая (базальтоидный)
Медно-никелевая (2 : 1)	Норильский	Пикрит-долеритовая (толеитовых коматитов)
Никелево-медная (1 : (1—5))	Садберийский	Диорит-норитовая (гипербазит-базитовый)
	Мончегорский	Оливинит-норитовая (базит-гипербазитовый)
	Печенгский	Габбро-перидотитовая (пикритовый)
Никелевая (1 : 10 и >)	Австралийский	Перидотитовая (ультраосновной)

явленными процессами регионального метаморфизма в связи с участием в складчатости. Сюда мы относим месторождения типа Томпсон (Канада), Камбалда (Австралия), Аллареченское (Кольский полуостров) и Маккино (США), которым свойственны развитие рудных метасоматитов по материнским породам и четкий контроль богатых руд наложенными тектоническими структурами: жильные и штокообразные тела гнездовых и массивных руд с высокими (до 10—20%) содержаниями никеля протягиваются вдоль зон нарушений и складчатых деформаций в широкой (сотни метров) области экзоконтакта. Они обладают всеми чертами регенерированных месторождений при участии, вероятно, процессов сульфуризации.

Таким образом, выделенные субформации определенно подчеркивают различную геохимическую специализацию исходных магматических расплавов никеленосных интрузий, образующих непрерывный, вероятно, ряд составов от базитовых до гипербазитовых. Можно напомнить, что кларки базитов для меди и никеля имеют один порядок (около 0,01%), тогда как в гипербазитах преобладает почти стократно никель (0,2%) над медью (0,002%). Изменение отношения никеля к меди в пользу последней в рудных концентрациях любых медно-никелевых месторождений отражает, вероятно, ее большую подвижность и склонность к накоплению на конечных этапах дифференциации магматических расплавов и развития процессов рудогенеза.

Богатые сульфидные медно-никелевые месторождения характеризуются запасами руд в виде компактных залежей с высокими (более 1%) содержаниями главных полезных компонентов — меди и никеля, часто повышенными количествами ценных элементов-примесей: кобальта, платиноидов, золота и др. Выделение среди них главных промышленных типов представляет собой важную задачу, ибо классификации как синтез геологических знаний должны развиваться по мере накопления фактов и эволюции наших представлений по данной проблеме.

Первые классификации рассматриваемой группы месторождений, по существу, были генетическими и акцентировали внимание на способах отложения или отложения рудного вещества (так называемые ликвацион-

сульфидной медно-никелевой формации

Рудовмещающие породы	Преобладающий тип руд и морфология рудных тел	Примеры месторождений (их промышленное значение)
Диабазы, габбро, пироксениты	Пластообразные тела интратиционно-вкрапленных руд	Волковское, Будьюрхайское, Шуезерское (небольшое)
Пикритовые и такситовые долериты	Линзовидные тела гнездово-вкрапленных и жильобразные залежи массивных руд	Талнахское, Норильск-1, Инсизва (наиболее значительное)
Кварцевые диориты	Неправильные и жильобразные тела прожилково-вкрапленных и гнездовых руд	Фруд-Стоби, Фалконбридж Линн-Лейк (наиболее значительное)
Перидотиты, пироксениты, нориты	Жильные поля сплошных и пластообразные тела вкрапленных руд	Мончегорское, Нижне-Мамоновское, Чайское (мало значительное)
Перидотиты, оливиниты	Неправильные тела сидеритовых и жилы брекчиевидных руд	Каула, Каммикиви, Ждановское (значительное)
Перидотиты, дуниты	Сложные зоны сплошных и брекчиевидных руд	Томпсон, Камбалда, Аллареченское (существенное)

ные и инъекционные руды). В последнее время наибольшее значение придается их геотектоническому положению — выделяется один тип месторождений на древних платформах и три в пределах подвижных поясов по их приуроченности к перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-верлитовой и оливинит-гардбургитовой магматическим формациям. Прототипами их в Советском Союзе считаются Норильские, Мончегорское, Печенгские и Аллареченское месторождения. Существует и промышленная типизация медно-никелевых месторождений, основывающаяся на преобладающей форме рудных залежей (различаются пластообразные, жильные и линзообразные, сложной формы), причем отмечается, что наиболее крупные месторождения относятся к типу пластообразных, в которых сосредоточена большая часть запасов никеля (они же обеспечивают основную часть его добычи).

С учетом рассмотренных положений на основании анализа опубликованных данных все известные в мире промышленные медно-никелевые месторождения с богатыми рудами можно объединить в шесть морфогенетических формационных типов (табл. 3): а) уральский — с невыдержанными зонами прожилково-вкрапленных руд в дайкообразных телах габбро-диабазов и габбро-пироксенитов; б) норильский, характеризующийся сочетанием мощных пластообразных горизонтов богато вкрапленных руд в подошве и пологих залежей сплошных руд в экзоконтакте хонолитовидных пикрит-габбро-долеритовых массивов в поле развития трапшовой формаций; в) мончегорский — с полями вертикальных жил сплошных руд и линзовидными залежами гнездово-вкрапленных руд в нижних частях разреза крупных расслоенных оливинит-пироксенит-габбро-норитовых лакколлитов; г) садберийский, которому свойственны мощные субвертикальные столбообразные и жильные тела сплошных и гнездово-прожилковых руд в приконтактных зонах лополитообразных диорит-норитовых массивов; д) печенгский — с крутопадающими жильобразными телами брекчиевидных руд вдоль контактов пластообразных габбро-перидотитовых интрузивов, прилегающие части которых несут богато вкрапленное метасоматическое оруденение; е) австралийский, пред-

ставленный четко- и линзовидными телами сплошных и брекчиевидных руд в экзоконтакте будинированных пластообразных существенно гипербазитовых (оливинит-перидотитовых) мало мощных интрузий.

Предлагаемая классификация сульфидных медно-никелевых месторождений является геолого-генетической на формационной основе, она позволяет по небольшому набору контрастных признаков оценивать возможность развития богатых медно-никелевых руд в основных — ультраосновных массивах, прогнозировать вероятность возникновения крупных промышленных месторождений в той или иной никеленосной провинции, корректировать методику поисково-разведочных работ. В целом в данном ряду месторождений последовательно уменьшается медистость и увеличивается доля эпигенетических руд, возрастает роль структурных факторов в локализации рудных тел. Дополнить данную классификацию необходимыми геолого-экономическими параметрами несложно, учитывая имеющиеся в литературе многочисленные данные по типовым рудным объектам.

Таким образом, для формирования сульфидных медно-никелевых месторождений необходимо совпадение благоприятных геодинамических факторов: поступление мантийных металлогенически специализированных магматических расплавов в пределах рифтогенных структур; субплатформенные условия тектогенеза, обеспечивающие оптимальные физико-химические параметры в области магмоподводящих и распределяющих структур; активное перераспределение рудного вещества в поздние и послемагматические этапы эволюции интрузивов. Характерными элементами никеленосных рудно-магматических систем являются периферический очаг базальтоидной магмы, магмовод и интрузивная камера, сохраняющие свою активность и непосредственную связь в пределах продуктивной металлогенической эпохи. На всех этапах эволюции рудно-магматических систем проявлялась унаследованность металлогенической специфики исходного расплава (аналогичного составу каменных метеоритов), при этом наблюдалось нарастание степени мобилизации и концентрации цветных металлов в связи с последовательно возрастающей длительностью все более низкотемпературных петрологических и рудообразующих процессов. Медно-никелевое рудоотложение контролировалось режимом летучих компонентов, величиной окислительно-восстановительного потенциала среды и характером изменения кислотности-щелочности системы. В соответствии с положением Д. С. Коржинского, в общем плане эволюция рудообразующей системы во времени идет от высокотемпературных щелочных флюидов к среднетемпературным кислым, а затем к низкотемпературным щелочным гидротермальным растворам.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипова А. И. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Л.: Недра, 1975. 135 с.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Кавардин Г. И. Рудные формации и закономерности формирования богатых сульфидных медно-никелевых месторождений. — В кн.: Петрологические основы формирования медно-никелевых месторождений. М.: Недра, 1981, с. 25—34.
- Кавардин Г. И. и др. Траппы Енисейской рудной провинции. Л.: Недра, 1968. 208 с.
- Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — Труды ИГН АН СССР, 1948, № 9, вып. 91, с. 30—45.
- Мащак М. С. Сульфидные медно-никелевые рудопроявления в протерозойских дайках диабазов южного склона Анабарского щита. — Геол. рудных месторожд., 1969, № 6, с. 74—78.

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧИНЕЙСКОМ ГАББРО-НОРИТОВОМ ПЛУТОНЕ

Выяснение причин, влияющих на размещение магматического оруденения в массивах базитового состава важно не только в теоретическом, но и в практическом отношении, так как открывает пути научно обоснованному прогнозированию при поисках скрытого в них оруденения.

Согласно существующим представлениям, образование руд магматического генезиса связано с концентрацией вещества в ходе кристаллизационной дифференциации расплава. При этом считается, что магма после ее поступления в камеру кристаллизации и образования зоны приконтактной закалки дифференцируется в условиях полной изоляции от вмещающей среды. Однако, как показал опыт изучения рассматриваемого здесь базитового плутона, в ряде случаев базальтовый расплав способен очень активно взаимодействовать с вмещающими породами, что накладывает отпечаток на состав образующихся из него изверженных пород, а также определенным способом контролирует процессы магматического рудоотложения.

Чинейский габбро-норитовый расслоенный массив расположен в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне Северного Забайкалья и отличается совмещенностью в нем окисного Fe—Ti-го и сульфидного существенно медного оруденения (рис. 1). В большинстве стратифицированных плутонов, где наблюдается совмещение этих руд, сульфиды всегда приурочены к ультраосновным дифференциатам, а окисные — к габброидным. Неординарность данного случая заключается как раз в том, что ультраосновные породы в этом плутоне отсутствуют.

Подробные сведения о геологическом строении Чинейского массива можно почерпнуть в работах А. П. Лебедева [1962а, б], В. С. Четкина [1966], В. Т. Свириденко и Б. Е. Кудрявцева [1976], Э. Г. Конникова [1979] и др. Он представляет лополитоподобное тело размером 5×17 км², залегающее дискордантно в карбонатно-терригенных породах удоканской серии. Внутреннее строение массива обусловлено чередованием в его вертикальном разрезе горизонтов недифференцированных габбро-норитов с пачками ритмичного переслаивания анортозитов, лейкократовых габбро, косьвитов, сплошных или густовкрапленных титаномангнетитовых руд. В приподобвенной части залегает горизонт такситовых («леопардовых») лейкогаббро и анортозитов мощностью 110 м. Общая мощность разреза 2,8—3 км. Изучение вариаций минерального состава по разрезу массива показывает отсутствие в нем скрытой расслоенности. Исходная магма, из которой он образовался, имеет высокую железистость ($\Sigma \text{FeO} \simeq 17$ вес. %) и несколько повышенную щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4$ вес. %).

Указанные особенности вещественного состава массива позволяют относить его к группе базитовых интрузий, специализированных на Fe и Ti. Но в нем присутствует и сульфидное оруденение. Оно располагается главным образом в контакте подошвы плутона с породами рамы. В эндоконтакте оно приурочено к зоне (5—10 м) гибридных габброидов кварц-монцодиоритового состава, насыщенных мелкими ксенолитами вмещающей толщи. Оруденение также выходит в породы экзоконтактной зоны, которые здесь превращены в Ca—Fe—Mg метасоматиты магматического этапа (беербахиты, магнезиальные скарны).

Необычность металлогенической специализации Чинейского интрузива А. П. Лебедевым [1962а, б] объяснялась тем, что базальтовый высокожелезистый и титанистый расплав ассимилировал медь из отложений удоканской серии, содержащих, как известно [Салоп, 1967], сингенетичную

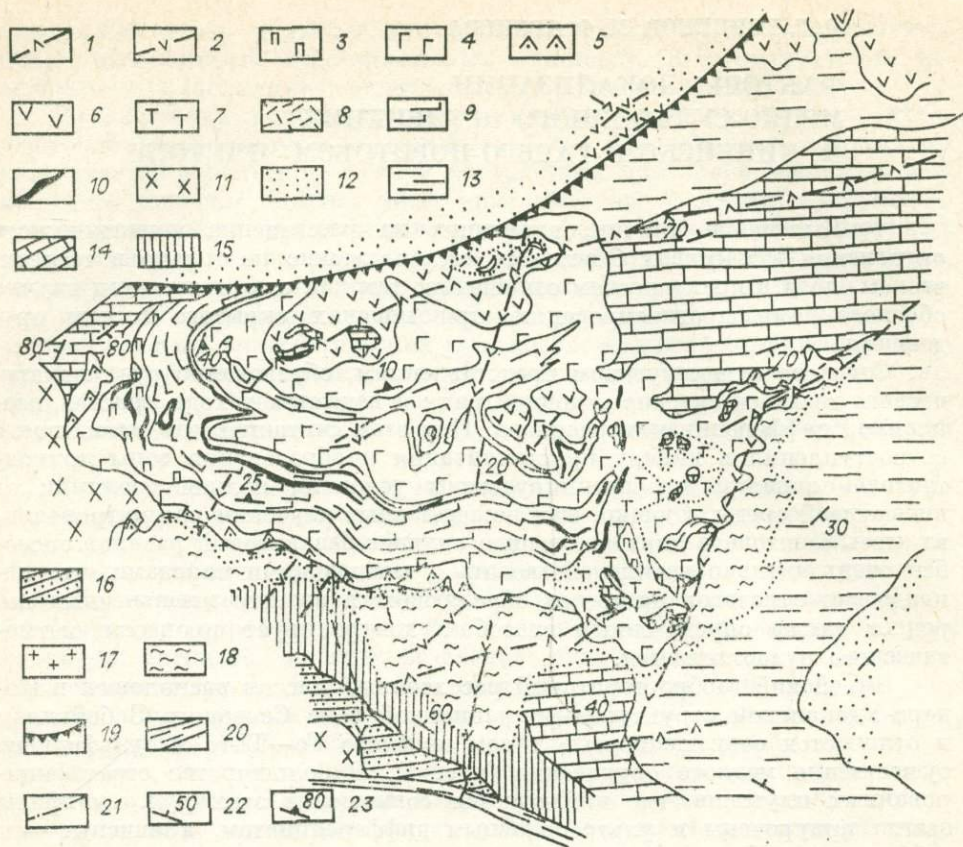


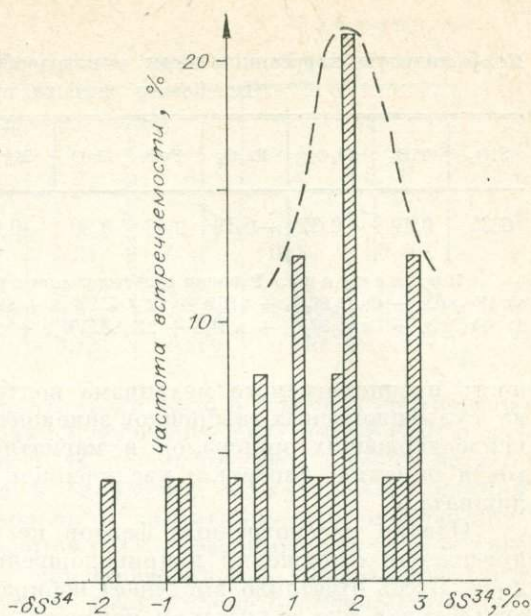
Рис. 1. Схема геологического строения Чинейского габбро-норитового плутона. 1 — дайки эссексит-диабазов, долеритов (PR₂). 2 — 10 — чинейский интрузивный комплекс (PR); 2 — жильные кварцсодержащие диабазы, габбро-диабазы; 3 — пироксениты; 4 — габбро-нориты, габбро, нориты; 5 — лейкогаббро, анортозиты; 6 — мелкозернистые нориты, габбро-нориты с субофитовой структурой; 7 — тальцитовые лейкогаббро; 8 — кварцевые монцодюриты, монцодюриты эндо-контактной фации; 9 — ритмическое переслаивание габбро-норитов, лейкогаббро, анортозитов, пироксен, пироксенитов; 10 — массивные титаномагнетитовые руды. 11 — гранитоиды сакуканской комплексы (PZ). 12—16 — отложения удоканской серии: 12 — песчаники сакуканской свиты; 13 — алевролиты, алевропесчаники, углисто-глинистые сланцы катугинской толщи; 14 — терригенно-карбонатные отложения бутунской свиты; 15 — известковистые песчаники, алевролиты, линзы доломитов александровской свиты; 16 — флюидное переслаивание песчаников, углисто-глинистых алевролитов читкандинской свиты. 17 — зоны реоморфических гранитоидов в экзоконтакте Чинейского плутона. 18 — ареал высокотемпературного метаморфизма пород удоканской серии (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации). 19 — Ингамакитский глубинный разлом. 20 — Катугинская зона катаклаза и мilonитизации. 21 — Правонингамакитская зона медной минерализации. 22, 23 — элементы залегания слоистости (22) и протоструктур в габброидах (23).

борнит-халькозин-халькопиритовую минерализацию (формация «медистых песчаников»). Подобной точки зрения придерживались и авторы данного сообщения в начале исследований этого плутона. Однако детальное изучение вопроса заставляет нас отказаться от этих представлений.

В результате выполненных нами геохимических исследований оценены уровни концентрации Cu в неизменных контактовых процессах породах удоканской серии и главных разновидностях пород Чинейского плутона. Как видно из табл. 1, фоновые содержания меди во всех толщах, окружающих этот массив, на порядок и более ниже, чем в габброидах. Отсюда можно сделать только одно заключение: ассимиляции меди из вмещающих толщ Чинейским интрузивом быть не могло, во всяком случае на уровне его современного залегания.

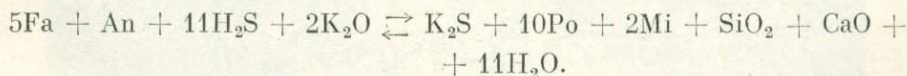
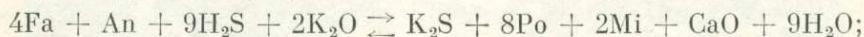
Этот вывод подтверждается изучением изотопного состава серы сульфидов из эндо- и экзоконтактных руд этого месторождения. Изотопные исследования, выполненные М. Ш. Кавиладзе (г. Тбилиси) по методике В. И. Устинова и В. А. Гриненко [1968], показали (рис. 2), что вне зависимости от парагенезисов и минерального вида анализируемых сульфидов величины δS^{34} очень близки между собой и незначительно отклоня-

Рис. 2. Гистограмма распределения δS^{34} в сульфидных рудах Чинейского месторождения.



ются от метеоритного стандарта. Это предполагает мантийный источник серы сульфидов. Поскольку сингенетичная медная минерализация, встречающаяся в удоканской серии, также представлена в сульфидной форме, то предположение об ассимиляции Чинейской интрузией этого металла на основе полученных изотопных данных отпадает.

Тогда какими причинами была обусловлена приуроченность сульфидного оруденения к зоне контакта? Анализ всех особенностей состава пород, содержащих сингенетичную сульфидную минерализацию, привел нас к выводу, что главным отличием габброидов, содержащих оруденение, является их повышенная щелочность. В самом деле, сульфиды меди обогащены только гибридные породы эндоконтактной фации — кварцевые монцодиориты и монцониты. Исследование коррелятивных связей Cu с главными породообразующими окислами в зоне контакта (табл. 2) выявило прямую зависимость концентраций меди от содержания K_2O в 95%-ном доверительном интервале и обратную — с H_2O^+ . Эти данные позволяют считать, что процесс сульфидоотложения в подошве Чинейского массива каким-то образом связан с взаимодействием базальтового расплава с вмещающими породами, в результате которого произошло увеличение щелочности габброидов в приконтактной зоне. Такая связь лучше всего интерпретируется с позиций гипотезы сульфидизации базальтовой магмы, разработанной А. Л. Павловым [1979]. На основе термодинамических расчетов он пришел к выводу, что обогащение базитовых магм щелочными компонентами, имеющими высокое геохимическое сродство к сере, приводит к возникновению в ней флюидо-содержащей щелочно-сульфидной фазы. Наиболее вероятными реакциями сульфидизации в базальтовой системе могут быть:



Равновесие этих реакций при стандартных условиях (коэффициент активности всех компонентов равен единице) сдвинуто вправо. Вероят-

Таблица 1

Средние концентрации меди в интрузивных породах и раме Чинейского массива, г/т

Группа	Кол-во проб	\bar{X}	S	Группа	Кол-во проб	\bar{X}	S
Свиты:				Габбро-нориты	35	483	659
Читкандинская	27	21	10	Лейкогаббро, апортониты	39	192	201
Александровская	56	21	16	Пироксениты	7	3670	4530
Бутунская	65	25	28	Беербахиты	6	534	Н/о
Катугинская	74	28	18				

Коэффициенты корреляции меди с породообразующими окислами в эндоконтакте
Чинейского массива при $r_{0,95}^{n=11} = 0,60$

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺
0,25	0,19	-0,37	-0,19	0,43	0,30	-0,06	-0,30	-0,26	0,60	-0,06	-0,64

Примечание. Реакции сульфидизации в базальтовом расплаве [Шавлов, 1979]:

- $4\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 9\text{H}_2\text{S} + 2\text{K}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{K}_2\text{S} + 8\text{FeS} + 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaO} + 9\text{H}_2\text{O}$;
- $5\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 11\text{H}_2\text{S} + 2\text{K}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{K}_2\text{S} + 10\text{FeS} + 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + 11\text{H}_2\text{O}$.

ность предполагаемого механизма подтверждается особенностями состава сульфидоносных габброидов эндоконтактной зоны: появлением гидроксилсодержащих минералов в магматическом парагенезисе (бурая роговая обманка, биотит) и увеличением в них количества кварца и калишпата.

Однако рассмотренный фактор не объясняет неравномерность распределения оруденения в приподошвенном горизонте Чинейского лополита. Здесь отчетливо выступает избирательная приуроченность богатых сульфидных руд к участкам контакта подошвы с карбонатными и углеродистыми породами бутунской свиты (рис. 3). По-видимому, специфика состава этой толщи играла какую-то роль в процессах гибризма и связанного с ним рудообразования.

С целью проверки этого предположения нами было изучено распределение CO₂ и C_{орг} в разрезе отложений рамы Чинейского плутона

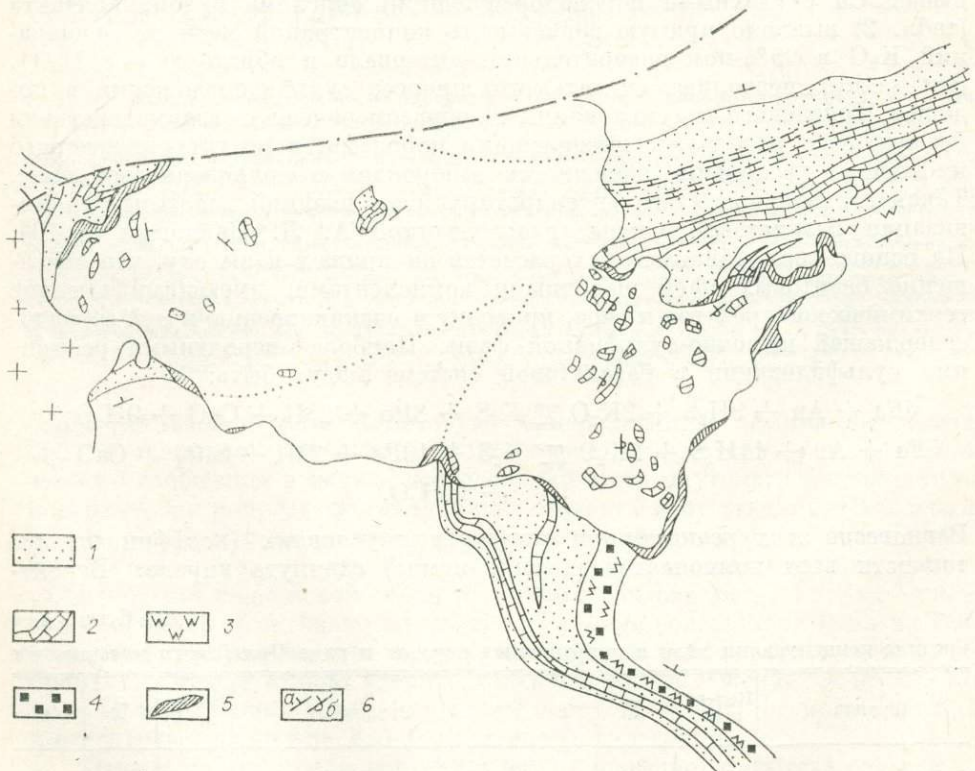


Рис. 3. Схема размещения богатых сульфидных руд в приконтактной зоне Чинейского интрузива.

1—3 — отложения бутунской свиты (1 — терригенные породы, 2 — доломиты, 3 — углисто-глинистые сланцы); 4 — сульфидизация; 5 — богатое сульфидное оруденение в приконтактной зоне массива; 6 — элементы залегания слоистости в осадочных породах (а — нормальное залегание, б — опрокинутое).

Концентрации CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах рамы Чинейского массива, вес. %

Свита	Кол-во проб	CO_2		$\text{C}_{\text{орг}}$	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s
Читкандинская	28	0,162	0,274	0,060	0,055
Александровская	44	0,24	0,498	0,065	0,096
Бутунская:					
в целом	71	5,267	11,600	0,167	0,286
без доломитов	55	0,949	2,202	0,204	0,219
Катугинская	74	0,126	0,169	0,150	0,175

(табл. 3). Эти данные показывают, что, если даже исключить чистые карбонатные породы (доломиты), осадки бутунской свиты имеют самую высокую карбонатность и углеродистость по сравнению со всеми остальными свитами удоканской серии в окружении массива. Ассимиляция этих отложений, вероятно, приводила к локальному обогащению приподошвенного горизонта углекислотой. CO_2 образовывалась как за счет диссоциации карбонатов, так и за счет окисления $\text{C}_{\text{орг}}$. Реальность этого процесса доказывается результатами газово-хроматографического изучения габброидов Чинейского массива (табл. 4). Эти исследования указывают на существенное увеличение суммы всех газов, в том числе CO_2 , вблизи контакта с карбонатными породами. Помимо этого, в габброидах из зоны контактов с доломитами устанавливается присутствие графических сростаний альбита с кальцитом (рис. 4), идентичных микропегматиту в гранитах. Данные сростания имеют, скорее всего, позднематмическое происхождение, так как цементируют в этих габбро идиоморфные выделения плагиоклаза, роговой обманки и апатита.

Приведенный материал определенно доказывает, что участки подошвы Чинейской интрузии в контакте с отложениями бутунской свиты обогащались CO_2 . Принципиальная возможность поглощения его из вмещающих пород обоснована В. С. Соболевым и др. [1967]. В настоящее время реальность механизма «трансвапоризации» показана во многих работах по изотопии O_2 и H_2 [Walsh e. a., 1979].

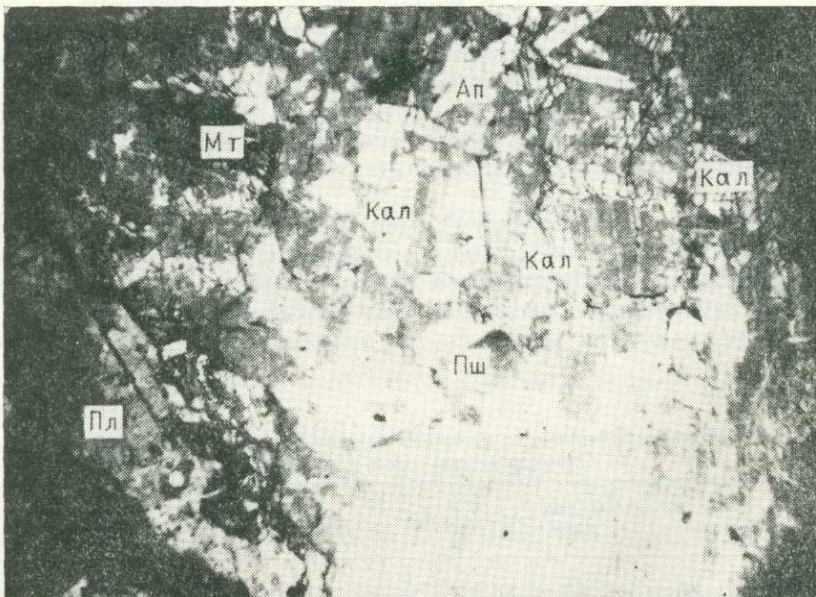


Рис. 4. Графические сростания кислого плагиоклаза и кальцита в гибридных габбро эндоконтактной зоны с ксенолитами доломитов бутунской свиты.

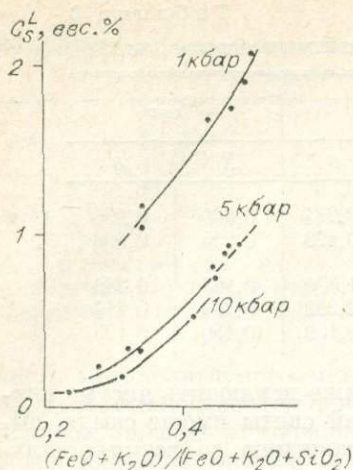


Рис. 5. Экспериментальные данные о влиянии давления на растворимость серы в силикатном расплаве (по И. Я. Некрасову, Н. С. Горбачеву [1979]).

оруденение образуется в интрузиях в том случае, когда среди флюидных компонентов большую роль играют газы с кислотными свойствами (H_2S , HCl , HF и CO_2). Влияние двуокиси углерода и воды на растворимость серы в силикатном расплаве изучено И. Я. Некрасовым и Н. С. Горбачевым [1979]. Они показали (рис. 5), что с увеличением $P_{H_2O+CO_2}$ от 1 до 10 кбар растворимость S_2 в модельном расплаве значительно падает.

Процессы сульфидоотделения из магмы основного состава, как показывают работы А. Налдретта [Naldrett, 1968], тоже сильно зависят от соотношения P_{S_2}/P_{O_2} в ней. Об изменениях фугитивности серы в разрезе Чинейского массива можно косвенно судить по вариациям f_{O_2} и $T^\circ C$. Эти данные были получены при изучении составов сосуществующих ильменита и титаномагнетита и использовании геотермометра и кислородного барометра Линдсли — Баддингтона (рис. 6). Они показали, что от центра лополита к его контактам закономерно падали температура и фугитивность кислорода. Поскольку известно, что уменьшение этих параметров приводит к увеличению в расплаве фугитивности серы, следовательно, в прикровлевой и приподшвенной частях лополита действительно складывались более благоприятные условия для сульфидообразования.

Единственным противоречием вышеизложенной схеме рудообразования в Чинейском массиве является отсутствие сколько-нибудь значительных скоплений сульфидов в его прикровлевой зоне, несмотря на наличие здесь габброидов повышенной щелочности значительных размеров (до 60 м мощностью). Но, возможно, это противоречие только кажущееся.

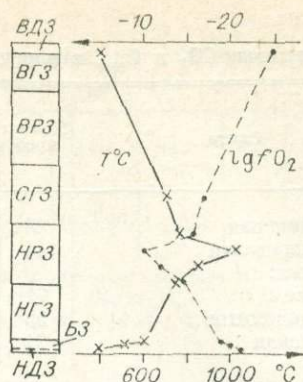


Рис. 6. Вариации f_{O_2} и $T^\circ C$ в вертикальном разрезе Чинейского массива.

Какова же может быть связь этих процессов с сульфидоотложением? В одной из недавних работ Д. С. Коржинский [1979] показал, что флюидный режим габброидных интрузий играет большую роль в их металлогенической специализации. Сульфидное

Таблица 4

Данные газовой-хроматографического изучения интрузивных пород Чинейского массива (содержание газов в $см^3/кг$)

Породы	Кол-во проб	H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2	Σ газов
Околосенолитные зоны	13	18,5	1,9	0,19	0,006	1,17	0,05	22,17
Главная фация	8	7,8	0,15	0,04	Не обн.	0,32	0,005	8,29

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИЗК, г. Иркутск.

Образующийся в верхнем эндоконтакте сульфидный расплав мог либо спуститься на дно лополита, либо уйти за его пределы вверх, во вмещающие толщи.

Последний вариант очень интересен в плане появившихся сейчас данных о связи руд удоканского типа с базитами чинейского комплекса. По аэромагнитным наблюдениям, в районе большинства проявлений типа «медистых песчаников» устанавливаются положительные аномалии, интерпретируемые как габброидные массивы. В Удоканском рудном поле широко распространены тела диабазов, сходные по составу с породами Чинейского массива. Состав руд в экзоконтакте последнего (борнит + халькозин + халькопиритовый) аналогичен таковому на Удоканском месторождении.

Таким образом, изменение кислотно-щелочных свойств базальтового расплава вследствие его контаминации породами вмещающей толщи, а также обогащение флюидной фазы углекислотой в результате ее транспароризации из пород рамы явились главной причиной возникновения сульфидного расплава в приподошвенной части Чинейского лополита.

ЛИТЕРАТУРА

- Конников Э. Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 130—151.
- Коржвинский Д. С. Магматическая сульфидизация в габброидах.— В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 57—62.
- Лебедев А. П. Соотношение магматизма и рудообразования в Чинейском габбро-анортозитовом плутоне (Восточная Сибирь).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962а, вып. 77, с. 5—18.
- Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М.: Изд-во АН СССР, 1962б. 100 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 80).
- Некрасов И. Я., Горбачев Н. С. К вопросу о генезисе базитовых рудно-силикатных магм.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 258—272.
- Павлов А. Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 78 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Свириденко В. Т., Кудрявцев Б. Е. Петрохимические особенности и рудоносность Чинейского лополита.— Геол. и геофиз., 1976, № 10, с. 35—47.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии, минералогии и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967, с. 170—182.
- Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Изд-во АН СССР, 1968. 96 с.
- Чечеткин В. С. Некоторые особенности медно-никелевого оруденения в Чинейском стратифицированном габбро-норитовом плутоне.— В кн.: Геология полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1966, с. 54—55.
- Naldrett A. I. Melting relations over a portion of the Fe—S—O system and their bearing on the temperature of crystallization of natural sulfide — oxide liquids.— Carnegie Inst. Wash. Year. Book, 1968, v. 66, p. 419—427.
- Walsh J. N., Bechinsall R. D., Skelhorn R. R., Thorpe R. S. Geochemistry and petrogenesis of tertiary granitic rocks from the Island of Mull.— Contrib. Mineral. a. Petrol., 1979, v. 71, N 2, p. 99—116.

И. М. ЧЕРНЫШОВ, В. Л. БОЧАРОВ, С. П. МОЛОТКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО И НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Сульфидные медно-никелевые и никель-кобальтовые месторождения в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) пространственно и генетически связаны с ассоциацией основных и ультраосновных пород габбро-норит-гипербазитовой формации субплатформенной

стадии этапа стабилизации региона [Годлевский, 1968; Чернышов, 1971, 1972; Молотков, 1974].

По геолого-структурному положению, внутреннему строению, характеру дифференцированности и полноте сингенетических рядов в единой габбро-норит-гипербазитовой формации выделяются три структурно-генетических типа интрузий: I — гипербазитовые глубинно-камернодифференцированные раннего, существенно ультраосновного магматизма; II — перидотит-габбро-норитовые камернодифференцированные и III — габбровые, габбро-диоритовые и диоритовые недифференцированные завершающей стадии магматизма. Все известные месторождения сульфидных медно-никелевых и никель-кобальтовых руд на территории ВКМ связаны исключительно с дифференцированными интрузивными телами первых двух типов.

Приуроченные к морфогенетически различным структурным элементам (зоны отслаивания и расщепления на крыльях складчатых структур разного порядка, разрывные нарушения трещинного типа) в неодинаковой мере дифференцированные тела преимущественно ультраосновного состава (I тип) характеризуются небольшими (0,3—15 км²) размерами и разнообразной (пласто-, штоко- и трубообразные, желобо- и эллипсоидные, факолитоподобные) морфологией. Главной особенностью внутренней структуры интрузивов этого типа, с которыми связан ряд сульфидных медно-никелевых месторождений (Нижнемамонское, Подколодновское) и многочисленных рудопроявлений (Астаховское, Артюховское, Мартовское, Садовское, Юбилейное и др. [Чернышов, 1971]), является более или менее отчетливо выраженная стратиформная или концентрически-зональная расслоенность с неоднократным ритмообразным чередованием количественно преобладающих (до 90—95% объема интрузивов) ультраосновных пород при крайне ограниченном развитии оливиновых габбро-норитов и полном отсутствии их безоливиновых разновидностей. Сингенетический ряд глубинно-камернодифференцированных интрузивов включает следующие по убывающей магнезиальности генетически родственные породы: дуниты (и аподунитовые серпентиниты), гарцбургиты, лерцолиты, роговообманковые перидотиты, верлиты, плагиоклазовые перидотиты, ортопироксениты, оливиновые вебстериты, оливин-роговообманковые пироксениты, оливин-пироксеновые горнблендиты, оливиновые клинопироксениты, вебстериты, плагиоклаз-оливиновые пироксениты, роговообманковые пироксениты, клинопироксениты, плагиоклазовые пироксениты и локально развитые оливиновые и оливинсодержащие габбро-нориты, несколько отличающиеся от ультрамафитовой ассоциации по минералогическому составу, но, несомненно, генетически связанные с ней как продукты конечной дифференциации.

Реальные наборы от дунитов до габброидов, располагающиеся в никеленосных глубинно-камернодифференцированных массивах в определенной пространственной и временной последовательности, отвечают закономерной смене минеральных сообществ, которую можно ожидать исходя из направленного процесса кристаллизации магматического расплава (оливин Fa_{14-25} , ортопироксен Fs_{17-50} , клинопироксен Fs_{5-15} , плагиоклаз An_{50-75}). Однако для большинства дифференциатов гипербазитовых массивов характерны частые нарушения последовательности залегания дифференциатов, резкая изменчивость мощностей горизонтов по падению и простиранию и, наконец, присутствие обогащенных оливинном пород — дунитов, с которыми связаны в этом типе интрузивов наиболее богатые скопления сульфидных медно-никелевых руд среди различных горизонтов их разреза. Подобная неоднородность состава интрузивов обусловлена, с одной стороны, процессами глубинной дифференциации исходного расплава в промежуточном очаге с частичным фракционированием наиболее высокотемпературных фаз, а с другой — особенностями внутрикамерной дифференциации в зависимости от положения и морфологии полостей интрузивных камер [Чернышов, 1972; Молотков, 1974].

Размещение оруденения в пределах никеленосных ультрамафитовых интрузивных тел определяется их автономной внутренней структурой при тесном сочетании и взаимосвязи петрологических и структурных факторов [Чернышов, 1971, 1972; Золотухин, 1979; Лихачев, 1979]. Этими же факторами контролируются условия залегания рудных тел и минерализованных зон, а также их морфология и внутреннее строение. Благоприятными для локализации сульфидных медно-никелевых руд в пределах глубинно-камернодифференцированных интрузий являются наиболее обогащенные оливином ультраосновные дифференциаты, прежде всего слои дунитов, перидотитов и их серпентинитов, контакты которых нередко осложнены межпластовыми нарушениями; те части разреза, которые характеризуются многократным переслаиванием различающихся по минералого-петрографическому составу ультраосновных пород; эндо-контактные зоны интрузий с вмещающими их метаморфическими породами воронцовской серии и в ряде случаев зоны тектонических нарушений с развитыми вдоль них метасоматическими и дайковыми образованиями.

Концентрированные скопления сульфидов образуют преимущественно крутопадающие, в целом согласные с элементами внутренней структуры массивов, линзо- и пластообразные рудные залежи и зоны минерализации, обладающие сложным, преимущественно асимметричным внутренним строением. Пространственно они размещаются в различных частях магматических тел, сопровождаясь довольно мощными шлейфами бедной сульфидной вкрапленности.

Сложное внутреннее строение рудных тел и минерализованных зон обусловлено сочетанием и неравномерной распространенностью слагающих их разнообразных структурно-генетических типов руд, среди которых выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, массивные, брекчиевидные, пятнисто-полосчатые и другие руды. Каждый их этих типов включает несколько разновидностей и характеризуется своеобразием минералогического и химического состава и геолого-структурного положения. В глубинно-камернодифференцированных массивах наиболее важными в промышленном отношении являются локализованные в придонных дифференциатах интрузивов ликвационные вкрапленные и интерстиционные (массивные и брекчиевидные) руды.

Наряду с многофазными рудоносными интрузиями важное место в расширении перспектив никеленосности ВКМ занимают крупные (40—120 км²) камернодифференцированные плутоны, образующие, в свою очередь, два структурно-генетических подтипа — еланьский перидотит-габбро-норитовый и ширяевский существенно габбро-норитовый, со слабо проявленными дифференциатами ультраосновного состава [Чернышов, 1972].

Важной особенностью камернодифференцированных интрузий является минералого-петрографическая и петрогеохимическая комплементарность слагающих их сингенетических рядов пород с присущими им особенностями изменения состава, структурных и количественных соотношений главных породообразующих минералов [Чернышов, Дмитренко, 1979].

Для еланьского подтипа характерен широкий набор дифференциатов от оливинитов и плагиоперидотитов до лейкократовых габбро-норитов и двупироксеновых монзонитов. К специфическим особенностям еланьского подтипа относятся: а) наличие дополнительных сингенетических образований, включающих ортопироксениты и роговообманковые габбро-нориты; б) высокомагнезиальный состав мафических минералов кумулуса (оливин Fe_{10-27} , ортопироксен Fs_{10-30} , клинопироксен Fs_{5-13}); в) широкое развитие в составе интеркумуляусной ассоциации полевых шпатов — плагиоклаза (An_{40-65}) и главным образом ортоклаза; г) появление на завершающих стадиях становления камернодифференцированных плутонов рудоносных мелано- и мезократовых норитов, а также широкого ряда пород дайковой серии.

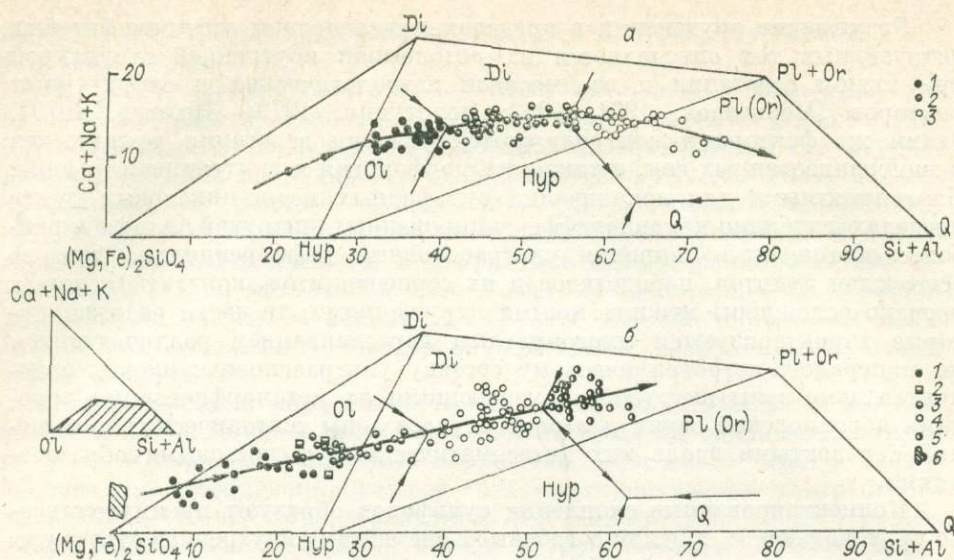


Рис. 1. Вариационная диаграмма $(Mg, Fe)_2SiO_4 - (CaO + (Na, K)O_{1/2}) - (SiO_2 + AlO_{3/2})$ состава пород ширяевского (а) и еланьского (б) подтипов интрузий.

Ширяевский подтип: 1 — плагиоперидотиты, оливин-роговообманковые пироксениты, меланократовые оливиновые габбро-нориты; 2 — мезократовые безоливиновые габбро-нориты; 3 — лейкократовые габбро-нориты, габбро-диориты. **Еланьский подтип:** 1 — плагиоклазовые оливиниты, перидотиты; 2 — оливиновые пироксениты; 3 — оливиновые меланократовые габбро-нориты, троктолиты; 4 — мезократовые безоливиновые габбро-нориты; 5 — лейкократовые габбро-нориты, двупироксеновые мондониты; 6 — область реального состава оливина.

Характерными признаками интрузий ширяевского подтипа, отличающегося в целом меньшей рудоконтролирующей способностью, являются: а) повышенная железистость мафических (оливин Fe_{25-45} , ортопироксен Fs_{22-42} , клинопироксен Fs_{13-20}) и повышенная кислотность силикатных (плагиоклаз An_{26-52}) минералов кумулуса; б) постоянное присутствие позднематматического коричневого амфибола (титанистой роговой обманки с содержанием TiO_2 до 10 мас. %); в) отсутствие среди пород дайковой фации интрузий никеленосных норитов.

В петрохимическом отношении эволюция сингенетического ряда пород камернодифференцированных интрузий характеризуется в общем случае последовательным обогащением поздних дифференциатов кремнекислотой и щелочами, возрастанием их общей железистости и заметным снижением содержаний магния и хрома. При этом для интрузий еланьского подтипа соотношение щелочных металлов в расплаве претерпело существенное изменение со времени кристаллизации ультраосновных членов ряда, в которых значительно преобладает Na_2O над K_2O , к моменту формирования производных завершающей стадии, где роль K_2O существенно повышается [Бочаров, Дмитриенко, 1981]. В целом минералого-петрохимический тренд кристаллизационной дифференциации камернодифференцированных интрузий может быть прослежен на диаграмме $(Mg, Fe)_2SiO_4 - (CaO + (Na, K)O_{1/2}) - (SiO_2 + AlO_{3/2})$ (рис. 1). Преимущество данной диаграммы заключается в том, что, с одной стороны, она учитывает количественные соотношения всех главнейших петрогенных элементов в рамках тройной системы, с другой — содержит в себе элементы диаграмм состав — парагенезис с фиксированным положением состава нормативных фаз. Система триангуляции выбрана исходя из повсеместно наблюдающихся стабильных парагенезисов ортопироксена с плагиоклазом и клинопироксеном в отличие от менее устойчивых ассоциаций оливина с плагиоклазом и клинопироксена с кварцем. Положение котектик контролируется полями распространения составов пород с отчетливо выраженными признаками последовательности выделения минералов.

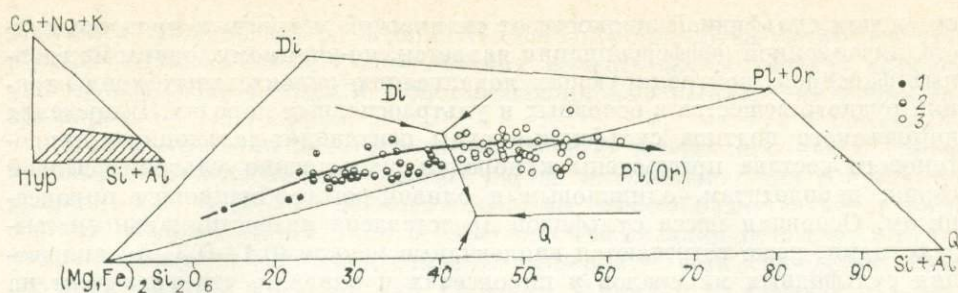


Рис. 2. Вариационная диаграмма $(Mg, Fe)_2Si_2O_6 - CaO + (Na, K)O_{1/2} - (SiO_2 + AlO_{3/2})$ состава пород норитового тела в северо-восточной части Еланьского плутона.

1 — меланократовые нориты; 2 — мезократовые (в том числе порфировидные) нориты; 3 — лейкократовые (в том числе порфировидные) нориты, норит-порфириты.

Характер расположения фигуративных точек составов пород подтверждает высокую степень комплементарности основного сингенетического ряда. Для обоих структурно-генетических подтипов интрузий составы ультраосновных дифференциатов находятся в поле оливина, фракционирование которого поддерживает постоянное соотношение саплических кислотных и основных компонентов в расплаве ($SiO_2 + Al_2O_3$ к $CaO + Na_2O + K_2O$). В еланьском подтипе это отношение остается постоянным во всех частях сингенетического ряда, что и обуславливает прямолинейность их тренда. В ширяевском подтипе процесс кристаллизационной дифференциации на заключительных стадиях характеризуется смещением эвтектических составов интеркумулуса в сторону кислотных компонентов и, как результат этого явления, накоплением кварца в конечных продуктах кристаллизации.

Обращаясь к минералого-петрохимическим особенностям пород дайковой серии еланьского подтипа, следует отметить практически постоянное отсутствие в них оливина и клинопироксена, что позволило наметить по их составам ориентировочное положение двупироксеновой и клинопироксен-плагноклазовой котектик (рис. 2). Нориты дайковой серии несут отчетливые признаки кристаллизационной дифференциации. Минералого-петрографическая неоднородность пород заключается в наличии среди них мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей. Последние часто содержат небольшое количество кварца и ортоклаза. Таким образом, в процессе консолидации норитовой дайки в первую очередь происходило фракционирование ромбического пироксена при постоянстве кислотно-основных соотношений в расплаве и формирование мезократовых разновидностей пород, а образовавшийся при этом на фронте кристаллизации остаточный расплав, лишенный уже значительного количества MgO и FeO , дал начало лейкократовой ассоциации.

Таким образом, сложный и длительный процесс формирования никеленосных камернодифференцированных интрузий определяется совокупностью ряда факторов, главнейшие из которых следующие: а) особенности раннемагматической кристаллизационной дифференциации магмы (образование минеральных ассоциаций кумулуса); б) последовательная эволюция остаточного расплава, включая образование минеральных ассоциаций посткумулуса, раскристаллизацию линзообразных обособлений (сегрегаций) на месте их возникновения и вытеснение материала остаточных очагов в контракционные полости, явившиеся местом консолидации комплекса жильных пород; в) сопутствующие этим процессам стадии ликвации сульфидов; г) постмагматические преобразования сформировавшихся пород и руд.

Раннемагматическая кристаллизационная дифференциация в сочетании с ликвацией характеризуется последовательным выделением на фронте кристаллизации наиболее высокотемпературных фаз и аккумуляцией жидких капель сульфидов, образующих в итоге сингенетические вкрапленные руды в виде донных или висячих пластообразных залежей. Время

отделения сульфидной жидкости от силикатной матрицы в процессе кристаллизационной дифференциации является, по-видимому, одним из главных факторов, контролирующих локализацию значительных концентраций рудного вещества в основных и ультраосновных породах. В пределах ширьевского подтипа сульфидные руды пентландит-халькопирит-пирротинового состава приурочены к породам существенно ультрамафитовой серии: перидотитам, оливиновым и оливин-роговообманковым пироксенитам. Основная масса сульфидов представлена интерстициальными выделениями, реже встречаются каплевидные мелкие (0,1—0,5 мм) включения сульфидных минералов в пироксенах и оливине, что указывает на вероятность ликвации в жидком состоянии, предшествовавшей кристаллизации силикатов.

Что касается интрузий еланьского подтипа, то здесь наряду с интерстициальными выделениями сульфидов в оливинитах и плагнопиродотитах значительная часть рудного вещества сосредоточена в ортопироксенитах и мелкозернистых норитах. Следовательно, количество отделившейся от силикатного расплава сульфидной фракции на раннемагматической стадии было сравнительно невелико. Остальная же масса рудных компонентов накапливалась в остаточном расплаве по мере того, как из главного объема расплава фракционировали наиболее высокотемпературные силикатные фазы, образовавшие в итоге минеральные парагенезисы кумулуса в разновидностях ультраосновных пород.

Позднемагматическая кристаллизация остаточного расплава — не менее важная стадия собственно магматического этапа становления пикеленосных интрузий. Образующиеся на этой стадии парагенезисы в отличие от ассоциаций кумулуса характеризуют состояние магматической системы к моменту затвердевания последних порций расплава, содержащих значительные концентрации рудных компонентов. В зависимости от интенсивности кристаллизационной дифференциации и полноты отделения остаточного расплава от главного его объема возможны различные взаимоотношения между выделившимися кристаллами (кумулуса) и интерстициальным расплавом, разрастание минералов кумулуса или их коррозия, не зависящая от присутствующих уже твердых фаз кристаллизация интеркумулусной ассоциации минералов, образование пегматитовых тел или (при возникновении контракционных полостей) комплекса жильных пород [Шарков, 1980].

Камернодифференцированные интрузии ВКМ являются ярким примером реализации позднемагматической стадии кристаллизации остаточного расплава. Они характеризуются резкой структурно-морфологической контрастностью парагенезисов кумулуса и интеркумулуса, заметными различиями в фазовом составе последних в связи со структурно-фациальными особенностями становления, наличием в составе интрузий дайковой серии пород.

Примером непосредственной кристаллизации остаточного расплава на месте может служить Центральное рудопроявление в ортопироксенитах Еланьского плутона [Чернышов, Дмитренко, 1979]. Характерной особенностью оруденения является строгая приуроченность сульфидной вкрапленности к участкам линзообразных обособлений (сегрегаций) мелко-среднезернистых пироксенитов, чередующихся в разрезах скважин с крупнокристаллическими и практически безрудными разновидностями пород. Сульфидные минералы (пирротин, халькопирит, пентландит) образуют интерстициальную вкрапленность, переходящую в некоторых участках в шпировые выделения; реже — это мелкие каплевидные обособления в пироксене. Указанные взаимоотношения порообразующих и рудных минералов дают возможность предполагать, что основная масса сульфидов выделялась одновременно с кристаллизацией мелкозернистых ортопироксенитов, которые по отношению к вмещающим их крупнокристаллическим образованиям можно рассматривать как продукты консолидации сегрегаций остаточного расплава. Мелкозернистый облик пород и насыщенность их сульфидной вкрапленностью обязаны своим наличием

явлениям ретроградного вскипания богатого рудными компонентами расплава. Выделение при этом летучих веществ способствовало осаждению сульфидной фракции и кристаллизации контрастных по зернистости пород.

При вытеснении остаточного расплава в контракционные полости краевых тектонически ослабленных частей интрузивных тел образуются различные по мощности дайковые тела, все разнообразие вещественного состава которых зависит как от времени консервации остаточной сульфидно-силикатной жидкости, так и от размеров трещин и полостей. Наибольший интерес представляют сложные дайки норитов (мелано-, мезо-, лейкократовые нориты, норит-порфириты) северо-восточной части Еланьского плутона, с которыми связаны богатые естественно никелевые руды. Эти образования возникли, по-видимому, как продукт кристаллизации остаточных очагов, отделившихся от главного объема расплава после кристаллизации существенно ультрамафитовой серии пород. Среда преимущественной локализации сингенетических пирротин-пентландитовых руд северо-восточного рудопроявления Еланьского плутона — мелано- и мезократовые нориты, что указывает на почти одновременную с кристаллизацией силикатных минералов ликвацию сульфидов. Вместе с тем можно допустить взаимодействие остаточного норитового расплава с раннеобразованными высокотемпературными обогащенными сульфидными дифференциатами преимущественно ультраосновного состава с частичным растворением и диспергированием рудного вещества и последующим перетолжением в пределах норитового тела. Возможность такого взаимодействия в условиях Еланьского плутона подтверждается: наличием в рудных норитах ксенолитов оруденелых ультраосновных пород более глубоких горизонтов интрузива, сопровождающихся шлейфом сульфидов; существенно никелевым составом сульфидной фракции, более свойственным, как известно [Чернышов, 1971], ультраосновным породам, нежели основным.

Подобный механизм сульфидно-силикатного взаимодействия предложен А. П. Лихачевым [1978] для объяснения генезиса медно-никелевых месторождений Садбери и в известной мере устраняет несоответствие между мафитовым составом силикатной матрицы и содержанием в ней существенно никелевых сульфидов.

Важной особенностью Северо-Восточного рудопроявления Еланьского плутона является широкое развитие наложенной на пирротин-пентландитовую более низкотемпературной кобальт-никелевой минеральной ассоциации, указывающей на тесную взаимосвязь процессов раннего ликвационного рудоотложения в ходе кристаллизационной дифференциации норитового расплава и позднего, пневматолито-гидротермального. Для последней ассоциации характерно большое разнообразие вновь образованных минералов (никелин, виоларит, герсдорфит, кобальтин, раммельсбергит и др.) при явно реакционных взаимоотношениях их с первично ликвационными выделениями.

Таким образом, подобно ранее известным сульфидным медно-никелевым месторождениям и рудопроявлениям, генетически связанным с ранними существенно ультрамафитовыми глубинно-камернодифференцированными интрузивами [Чернышов, 1971], процесс сульфидного медно-никелевого и никель-кобальтового рудообразования в расслоенных перидотит-габбро-норитовых плутонах имел многоэтапный характер. При этом помимо собственного магматического этапа рудоотложения, являющегося частью общего процесса становления дифференцированных интрузивов и обусловившего формирование ряда сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений, связанных с различными членами сингенетического ряда, важное значение имеет наложенное, пневматолито-гидротермальное пентландит-сульфоарсенидное оруденение. Собственно магматический и постмагматический этапы рудообразования в совокупности предопределили значительную концентрацию главных рудообразующих (никель, кобальт, медь) и сопутствующих им элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочаров В. Л., Дмитренко Г. Г. Магматическое расслоение и кристаллизационная дифференциация никеленосных мафит-ультрамафитовых расплавов.— В кн.: VII симпозиум по геохимии магматических пород. Тезисы докладов. М., 1981, с. 92—93.
- Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 7—83.
- Золотухин В. В. Проблемы генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых комплексах.— В кн.: Генезис, оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979, с. 48—56.
- Лихачев А. П. О генезисе медно-никелевых месторождений Садбери.— Сов. геология, 1978, № 6, с. 60—71.
- Лихачев А. П. Тектоно-магматические процессы и медно-никелевое рудообразование.— В кн.: Генезис и принципы прогнозирования месторождений медно-никелевых руд. М., 1979, с. 10—18.
- Молотков С. П. Никеленосная габбро-норит-гипербазитовая формация юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1974. 24 с.
- Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971. 312 с.
- Чернышов Н. М. К вопросу о структурно-фациальных типах базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива в связи с прогнозной оценкой их никеленосности.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 13—17.
- Чернышов Н. М., Дмитренко Г. Г. Породообразующие минералы никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1979. 248 с.
- Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л., 1980. 183 с.

А. М. ДЫМКИН, Ю. А. ПОЛТАВЕЦ, Г. С. НЕЧКИН

ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ

Железооруденение скарновой формации Урала рассматривается как часть сложного и длительного прерывисто-непрерывного процесса формирования рудно-магматической системы. В ряду геологических событий рудонакопление занимает вполне определенное место и не повторяет в точности предыдущий и последующий этапы развития этой системы. На современном этапе изученности генетическая модель вулканоплутонического железооруденения может быть представлена только в самом общем виде и несет в себе лишь качественную информацию единого рудно-магматического процесса. Отдельные вопросы, касающиеся, в частности, исходного состава силикатных расплавов, генерации магматических очагов, глубины их возникновения и путей дальнейшей эволюции, описываются на основе фактических материалов с использованием результатов экспериментальных исследований.

В современной структуре Урала железоносные вулканические сооружения палеозойского островодужного пояса сохранились далеко не полностью. Они большей частью значительно трансформированы, в различной мере уничтожены эрозией, а оставшиеся и обнаженные их фрагменты приведены в новые взаимоотношения как между собой, так и с симатическим основанием. В то же время во многих случаях благодаря именно тектоническим преобразованиям обнажаются глубинные части вулканических сооружений, позволяющие воссоздать картину единства поверхностного и глубинного магматизма. Установленные взаимоотношения вулканических и интрузивных массивов (пространственная сопряженность, комагматичность, петрохимические особенности комплексов) дают возможность выделить в составе вулканического пояса элементарную металлогеническую единицу — вулканоплутоническую структуру. Представления о соотношении геологических тел в такой структуре, ее становлении и эволюции взаимосвязаны с трактовкой общей природы островодужных магматических ассоциаций, именно она составляет сущность генетической модели вулканоплутонического железонакпления.

Реставрируемые вулканоплутонические структуры имеют в первом приближении форму, близкую к бипирамидальной. Структурообразующим элементом в верхнем полупространстве выступает вулканическое сооружение (или только часть его), сохраняющееся в современном разрезе как полифациальный вулканический массив. Рудогенерирующая плутоническая часть структуры составляет ее нижнее полупространство и в целом представляет собой питающую систему вулканического сооружения от внутривулканических интрузий до абиссальных глубин. На гипабиссальном уровне часто располагаются «периферические» магматические очаги — крупные эволюционировавшие интрузивные массы сложной морфологии. Эти плутонические массы являются вторым главным структурообразующим элементом в рудоносных структурах. В результате эродирования верхней части вулканоплутонической структуры последняя приобретает форму конуса, обращенного вершиной вниз. Такие структуры устанавливаются в Валерьяновской зоне Урала по

данным объемного геофизического моделирования [Экштейн, Петров, 1976]. Эти вулcano-плутонические структуры выклиниваются на глубинах 8—14 км от современной поверхности, достигая максимально в поперечном сечении 30—50 км.

В вулcanoгенных палеопоясах возможно выделение по крайней мере двух типов вулcano-плутонических рудоносных структур: орогенных и депрессионных. Первый тип вулcano-плутонических структур представлен беспорядочным нагромождением разнотипных вулканических продуктов с периодическим их перекрытием по периферии карбонатными рифами. Именно в периферических частях вулканических сооружений, где накапливался частично отсортированный вулканический материал, возникали вулcanoгенно-карбонатные толщи. Плутонические составляющие размещались главным образом в цоколе и теле вулканического сооружения, тяготея к центральному магматическим колонкам и образуя штоки неправильной формы. Примером орогенной железосодержащей структуры может служить Ауэрбахо-Турьинская структура на Среднем Урале.

Второй тип структур в общем случае представлен бывшими межостровными акваториями и межгорными впадинами, заполненными лавовыми излияниями подводных вулканов и частично отсортированным материалом, сносимым как с прилежащих островов, так и с находившихся в пределах впадин относительно мелководных и субаэральных вулканических полей, подвергавшихся морской абразии еще до затухания их активности. Заполнение впадин происходило с попутным захоронением карбонатных биогерм и хемогенным карбонатакоплением. Вулканические сооружения в депрессиях, по-видимому, обладали интрузивно-дайковыми питающими системами. В системе вулканического пояса депрессионные структуры располагались в зонах более интенсивного растяжения и, возможно, большей глубины генерации первичных магм. В связи с этим плутонические составляющие депрессионных структур часто формировали уплощенные интрузии, послонные инъекции и стимулировали послонное магматическое замещение. Субгоризонтальные наслоения в вулканической и плутонической составляющих депрессионных структур, явления расслоенности в плутонах способствовали формированию стратиформного многоуровневого оруденения, спускавшегося даже ниже гипабиссальной зоны. С такими структурами связаны практически все крупные и гигантские железорудные месторождения Тагильской, Магнитогорской, Зауральской зон Урала.

Усматриваются определенные различия в геодинамическом режиме выделенных структур. Например, депрессионные структуры, имея повышенную согласованность слагающих элементов, более благоприятны для рудогенерации, которая обеспечивается обилием площадных контактов переслаиваемых пород.

Известные железорудные месторождения, принадлежащие к скарновой формации, отражают частные срезы вулcano-плутонических структур, в какой-то мере изменивших свою пространственную ориентацию в связи с региональным сжатием. Главная функция вулканических массивов — создать геостатический экран для становления интрузий. Она выполняется в обеих структурах, но особенность депрессионных структур состоит в том, что они обеспечивают выгодные для становления интрузий условия на больших площадях. Кроме того, в последнем случае преобладают условия растяжения, а магматиты обладают большей глубиной. Все неоднородности в структурах определяются разнообразием геотектонических условий в островной дуге и их отражением в магматическом процессе.

Вулcano-плутонические ассоциации островодужного типа обладают своими достаточно специфическими особенностями. Проведенные исследования показали существенные различия в составе пород эффузивной и интрузивной фаций, составляющих единые вулcanoгенно-интрузивные ассоциации [Дымкин, 1966; Полтавец, 1979, 1980; Нечкин, Бочарникова,

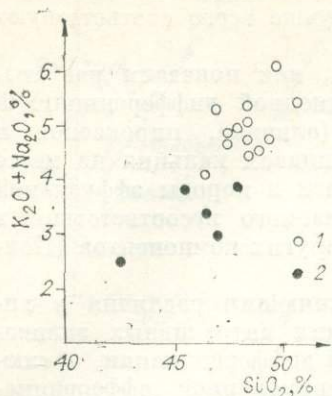


Рис. 1. Распределение щелочей в вулканических (1) и интрузивных (2) породах на Аleshинском месторождении (Тургай). По данным А.К. Каймакова и др. (1977 г.).

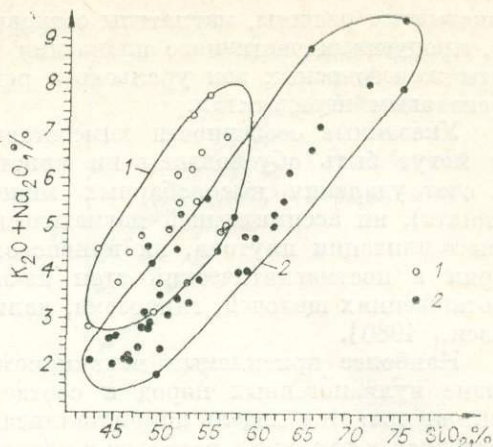


Рис. 2. Распределение щелочей в породах эффузивной (1) и интрузивной (2) серий Ауэрбахо-Турбинского рудного поля (Средний Урал). По материалам Я. П. Баклаева.

1980]. Эти различия выражаются в обогащении пород эффузивной серии щелочами, глиноземом, нередко титаном, марганцем, относительно своих интрузивных аналогов, а последние, наоборот, обогащены кальцием, магнием, нередко железом (особенно магматиты Урала) (рис. 1, 2).

При сопоставлении петрохимических особенностей вулканогенно-интрузивных комагматических ассоциаций с помощью диаграмм $(a + c) - s - b$ и $b/(a + c) - 10^3/s$ отчетливо устанавливается более лейкократовый характер пород вулканической серии по сравнению с их интрузивными эквивалентами. Аналогичные соотношения в расположении вариационных кривых составов пород вулканической и интрузивной фаций устанавливаются и для магматитов железоносных вулканоплутонических ассоциаций (рис. 3). Как видно из диаграмм, намечается определенная коррелируемость величины расхождения вариационных кривых с масштабом оруденения: от мелких к крупным месторождениям расстояние между кривыми соответственно увеличивается. Отличие же последних лишь в том, что вариационные кривые составов пород на диаграммах типа $b/(a + c) - 10^3/s$ смещены в более кремнекислотную область. Как

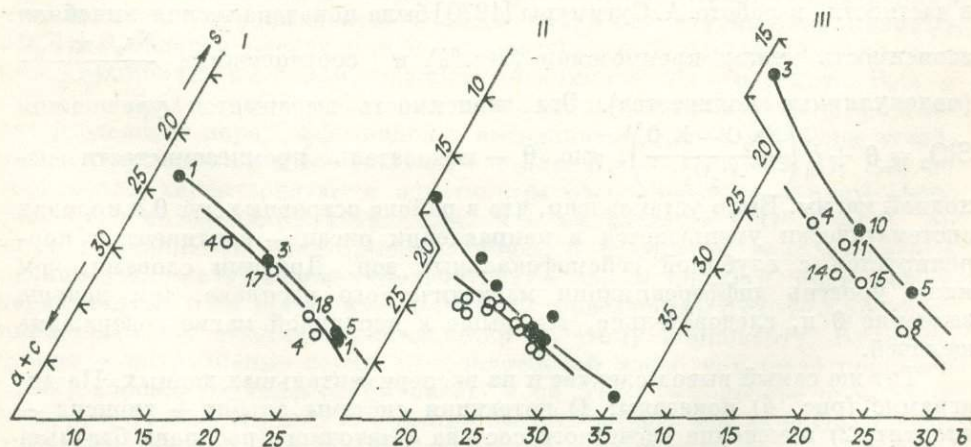


Рис. 3. Диаграмма $(a+c) - s - b$. Вариационные кривые магматитов отдельных рудных полей Валерьяновской структурно-формационной зоны (Тургай).

I — Березовское месторождение, II — Аleshинское и III — Соколовское. Залитые значки — интрузивные породы; пустые — эффузивы. Цифрами у фигуративных точек показано число анализов.

показывают расчеты, магматиты островных дуг являются, вероятнее всего, продуктами частичного плавления шпинелевых лерцолитов, а магматиты железосных зон уральского региона лучше всего соответствуют гранатовым перидотитам.

Указанные особенности химсостава пород, как показали расчеты, не могут быть обусловлены ни кристаллизационной дифференциацией за счет удаления высокобарных минералов (оливина, пироксенов и граната), ни ассимиляцией магматическим расплавом кальция на месте кристаллизации плутона, ни привнесением щелочей в породы эффузивной серии в постмагматический этап из-за получаемого несоответствия в соотношениях щелочей, глинозема, кальция и других компонентов [Полтавец, 1980].

Наиболее приемлемым механизмом, объясняющим различия в химизме вулканогенных пород и соответствующих интрузивных эквивалентов, является модель докристаллизационной дифференциации, заключающаяся в том, что в расплаве в процессе внутрикамерной дифференциации еще в докристаллизационный этап происходит разделение компонентов в расплаве. Например, такой процесс разделения приводит к накоплению щелочей, глинозема, титана, марганца и летучих компонентов в верхней части магматического очага, а железа (не всегда), магния и кальция — в нижней его части. Здесь уместно заметить, что, с точки зрения этой модели, ликвация, по-видимому, может рассматриваться как предельный случай проявления докристаллизационной дифференциации. Как фактор, обуславливающий изменение состава магм, докристаллизационная дифференциация, по-видимому, имеет гораздо большее значение, чем принято думать. В этом отношении она имеет не меньшее значение, чем, например, кристаллизационная дифференциация, о которой широко утвердилось мнение как об универсальном механизме эволюции магм.

Степень расхождения вариационных кривых состава пород эффузивной и интрузивной фаций, естественно, следует рассматривать в качестве некоторого параметра стабильности геодинамического режима магматического очага в глубинных условиях. Логично полагать, что в разных рудно-магматических центрах эти очаги как по уровню глубинности, так и по степени дифференцированности (имеется в виду различие в содержаниях отдельных компонентов по вертикали) могут существенно различаться. Об относительном уровне глубинности магмообразования в отдельных вулканогенно-интрузивных центрах можно судить, по-видимому, на основании особенностей химизма магматических пород в современных островных дугах и по экспериментальным данным. Так, в частности, в работе А. Сугимур [1970] была показана тесная линейная зависимость между кремнеземом (вес. %) и соотношением $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (молекулярные количества). Эта зависимость выражается уравнением $SiO_2 = \theta + b \left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} \right)$, где θ — показатель кремнеземистости исходной магмы. Было установлено, что в районе островных дуг θ в породах систематически уменьшается в направлении океан — континент и коррелируется с глубиной сейсмофокальных зон. Другими словами, чем ниже уровень дифференциации магматического расплава, тем меньше значение θ и, следовательно, тем выше в первичной магме содержание щелочей.

Тот же самый вывод следует и из экспериментальных данных. На диаграмме (рис. 4) показаны: 1) котектики системы альбит — диопсид — анортит; 2) изменение расчетного состава остаточного расплава базальта при удалении из него соответствующих количеств высокобарных минералов, как показателей глубины дифференциации расплава. Чем больше давление нагрузки, тем ниже и круче пойдет расчетная кривая состава остаточного расплава и, следовательно, тем меньше будет значение θ .

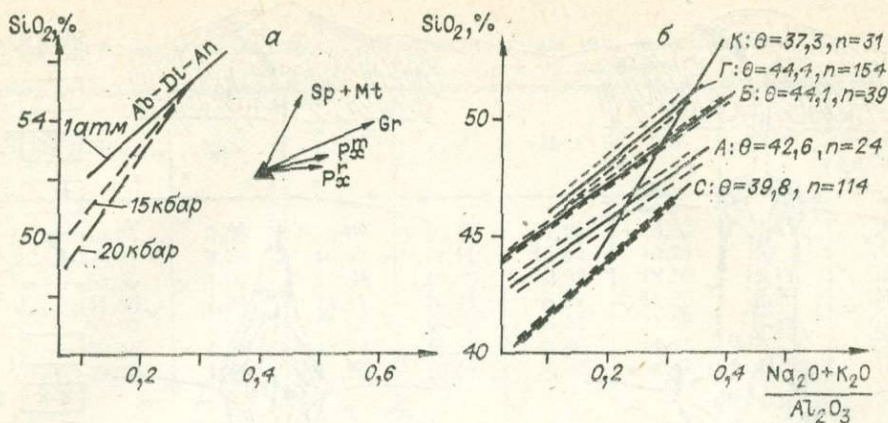


Рис. 4. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

a — расположение котектик в системе альбит — диопсид — анортит при разных давлениях. Треугольником показан состав базальта центральной части Валерьяновской зоны, стрелками — направление дифференциации расплава в результате удаления ортопироксена (Px^r), клинопироксена (Px^m), граната (Gr) и шпинель-магнетитовой фазы (Sp + Mt). *б* — коррелятивные зависимости между SiO_2 и отношением $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ в магматитах месторождений Валерьяновской зоны: Качарском (К), Глубоченском (Г), Березовском (Б), Алешинском (А) и Соколовском (С). θ — показатель кремнекислотности исходной магмы, n — число анализов в выборке.

Таким образом, об увеличении глубинности очагов в процессе эволюции магматического расплава можно судить по следующим характеристикам:

- 1) чем глубже эволюционирующий очаг, тем ниже будет расположена вариационная кривая в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$;
- 2) чем больше глубина магмообразования, тем круче пойдет линия эволюции расплава и тем меньше будет значение величины θ ;
- 3) углубление очага выражается в укорочении интервала дифференциации за счет повышения лейкократовости и щелочности основных членов магматических серий. Это хорошо видно на диаграмме $b/(a + c) - 10^3/s$.

При сопоставлении эмпирических вариационных кривых с экспериментальными расчетными данными (см. рис. 4) видно, что вариационные кривые магматитов наиболее крупных месторождений (Соколовское, Качарское) как по величине θ , так и по наклону и занимаемому положению соответствуют условиям наиболее глубинных уровней стояния магматических очагов.

Анализ материалов показывает, что очаговый магматизм внутренних дуг, активных окраин континентов, а также структурно-формационных зон типа Валерьяновской в целом характеризуется следующим статистически эмпирическим рядом подвижности компонентов в расплаве: $\text{R}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}^I - \text{Al}_2\text{O}_3$, по которым может произойти и происходит разделение пород эффузивной и интрузивной фаций. Наиболее устойчивые соотношения здесь получаются для $\text{R}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO}$; они во всех зонах характеризуются однотипным расположением в ряду эффузив — его интрузивный эквивалент. Что же касается FeO^I и Al_2O_3 , то здесь проявляются некоторые различия. В частности, нежелезозносные вулканогенно-интрузивные комагматичные серии по FeO^I практически неразличимы, в то время как магматиты железозносных структурно-формационных зон отчетливо разделяются по этому компоненту. Вулканические и интрузивные серии Валерьяновской зоны, как было показано ранее, хорошо раздифференцированы и по Al_2O_3 — наиболее инертному компоненту. Все это дает основание сделать вывод, что наиболее благоприятные условия для железнанакопления создаются в глубинном магматическом очаге, когда скрытая дифференциация достигает уровня разделения глинозема, т. е. при проявлении в докристаллизационный этап полного ряда дифференциации.

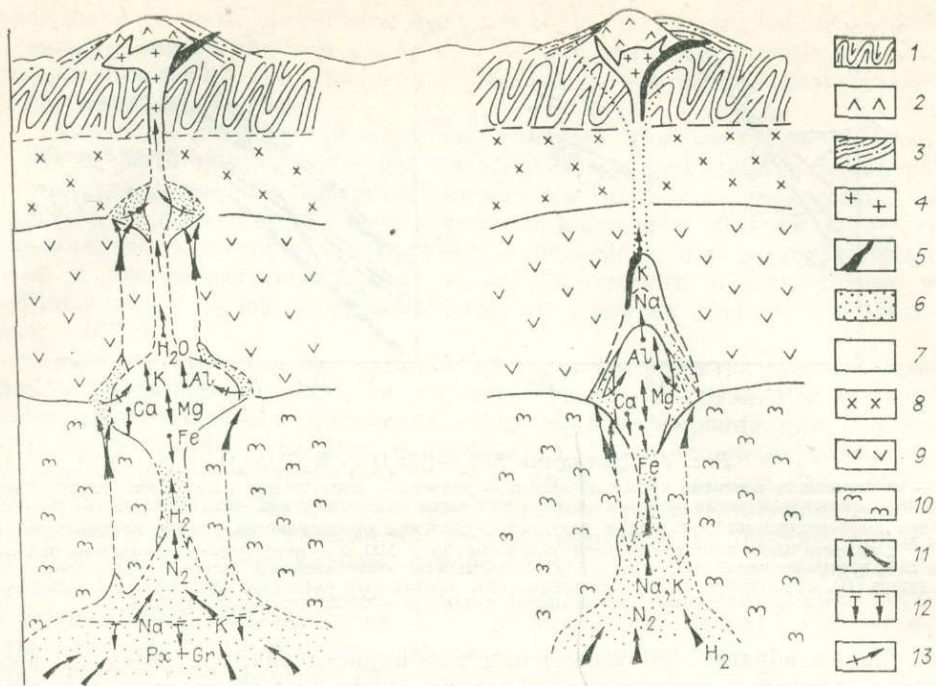


Рис. 5. Принципиальная схема происхождения и развития рудно-магматической системы в вулcano-плутоническом процессе.

1 — вулканогенно-осадочный комплекс основания; 2 — вулканический массив; 3 — вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные образования, синхронные вулканизму; 4 — породы интрузивной серии гпабисальной фации глубинности, комагматичные эффузивам; 5 — магнетитовое оруденение; 6 — зоны частичного плавления субстрата; 7 — флюидно-силикатные расплавы, очаги магм; 8 — «гранитный» слой; 9 — «базальтовый» слой; 10 — мантия; 11 — направление движения отдельных компонентов расплава (Na, K, Mg, Al и т. д.) и флюидов (H₂, N₂); 12 — удаление пироксен-гранитовой ассоциации из зоны частичного плавления в мантии; 13 — направление подтока расплава с повышающейся кремнекислотностью, внедрение которого происходит после главной фазы вулканизма с формированием гомодромной серии.

Полученные данные позволяют утверждать, что при выяснении связи оруденения либо с интрузиями, либо с вулканогенными образованиями нельзя основываться только на их пространственных соотношениях, необходимо учитывать физико-химические особенности формирования вулканогенно-интрузивных комагматичных ассоциаций. Уточнение представлений о режиме становления вулcano-плутонических ассоциаций позволяет, по нашему мнению, глубже вскрывать причинную взаимозависимость связи между глубинным, поверхностным магматизмом и рудоносностью. На основании совокупных геолого-геохимических и петрохимических данных применительно к Валерьяновской зоне может быть предложена следующая геолого-генетическая модель (рис. 5). В области мантийного диапира (волновода по А. А. Абдулину [1973]) на глубине 80—120 км начинает формироваться зона магнообразования. Мантия на этих глубинах, согласно различным петрологическим оценкам [Лутц, 1975; Соболев и др., 1977], вероятнее всего, представлена гранатовым перидотитом. Правдоподобность этого вывода подтверждается расчетными данными (табл. 1). Как видно из табл. 1, расплавы, близкие по составу к основным породам Валерьяновской зоны, могут возникать в результате прямого плавления мантийного субстрата типа гранатовых перидотитов с глубины ~80 км. С увеличением давления происходит отчетливое возрастание глиноземистости, щелочности и железистости при относительно постоянных содержаниях кремнезема и окиси кальция в расплаве. Расплавы же андезито-базальтового и андезитового составов, по-видимому, генерируются, согласно расчетным данным (табл. 2), в результате отсадки (50—70%) пироксен-гранатовой ассоциации в виде кристаллического остатка на этих же глубинах.

Вычисленные составы расплавов, образующихся при 10%-ном плавлении гранатового лерцолита в зависимости от давления

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^I	MgO	CaO	Na ₂ O'	FeO ^I · 100
								FeO ^I + MgO
1	44,54	0,26	3,09	10,37	37,94	3,32	0,43	21,5
2	50,67	0,79	10,43	11,11	15,64	10,74	0,63	41,5
3	50,30	1,07	12,84	10,69	9,62	12,50	1,11	52,6
4	51,40	1,24	14,41	10,21	8,07	11,20	1,60	55,8
5	50,93	1,35	16,65	10,46	6,44	11,69	2,48	61,9
6	50,43	1,41	17,79	10,24	5,86	11,14	3,13	63,6
7	49,09	1,41	17,96	10,07	6,42	6,42	4,65	61,1

Примечание. 1, 3, 4 — экспериментальные данные Г. С. Йодера [1979]: 1 — исходный состав гранатового лерцолита; 3 и 4 — расплавы, образующиеся при ~10%-ном плавлении исходного состава при 10 и 15 кбар общего давления. 2, 5 и 6 — вероятные составы расплавов при ~10%-ном плавлении гранатового лерцолита, вычисленные на основе экстраполяции данных Г. С. Йодера [1979] при 5, 25 и 35 кбар общего давления; 7 — средневзвешенный состав базальта Аleshинского месторождения.

Формирование зон частичного плавления и мантийного диапира, по-видимому, происходит под влиянием мантийного потока сильно восстановленных флюидов (Na, K, H₂ и N₂). Об этом свидетельствует сходство расчетных и эмпирических составов пород известково-щелочной серии, главным образом по основным пороодообразующим компонентам, за исключением щелочей (см. табл. 1 и 2) и составов газов магматических пород (табл. 3).

На следующей стадии развития рудно-магматической системы в подошве коры формируется главный магматический очаг, в котором и происходит в зависимости от геодинамического режима процесс докристаллизационной дифференциации, суть которой изложена выше. В этой магматической камере в условиях высокого давления процесс дифференциации доходит вплоть до расслоения основной магмы с обособлением силикатного и рудного окисного расплавов. В зависимости от конкретной обстановки, в последующем происходит либо инъекция Fe — Ti раствора-расплава в уже раскристаллизованные породы, либо при насыщении остаточного расплава летучими и рудными компонентами подъем последнего на габиссальный уровень, где и формируется пневматолит-гидротермальное метасоматическое рудоотложение. Формирование очага на этих глубинах (40—45 км) основывается на соответствии некоторых эмпирических петрохимических параметров пород экспериментальным

Таблица 2

Вычисленные составы пород, образующихся при различной степени отсадки пироксен-гранатовой ассоциации из базальта

Компонент	Исходный состав расплава при 25 кбар	Состав кристаллического остатка	Степень дифференциации, %		
			50	60	70
SiO ₂	50,93	45,09	56,79	59,69	64,57
TiO ₂	1,35	1,65	1,04	0,90	0,63
Al ₂ O ₃	16,65	16,40	16,89	17,02	17,23
FeO ^I	10,46	10,84	10,07	9,90	9,57
MgO	7,76	10,80	4,72	3,20	0,67
CaO	10,37	13,26	7,48	6,02	3,63
Na ₂ O'	2,48	1,96	3,00	3,27	3,70

Примечание. Исходный состав соответствует расплаву, возникающему при частичном плавлении гранатового лерцолита (см. табл. 1) с уменьшенным содержанием CaO на 1,32% и соответствующим увеличением MgO. Состав кристаллического остатка соответствует пироксен-гранатовой ассоциации, образующейся в поле частичной кристаллизации известково-щелочных магм [Грин, Рипгвуд, 1968].

Средний химический состав газов в интрузивных породах Валерьяновской зоны, об. %

Месторождение, порода	n	H ₂	CO ₂	N ₂	V, см ³ /кг
Алешинское, габбро	4	38,73	9,77	51,50	2,59
Качарское, гранит-порфиры	5	51,63	19,57	28,80	3,57
Елтай-II, диорит	2	38,06	14,83	47,11	2,11
Соколовское, диорит	10	30,15	14,13	55,72	2,11

Примечание. Аналитики З. Н. Сунгурова и В. В. Попова.

данным Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда [Полтавец, 1980]. Этот очаг, в принципе, должен иметь линзовидную форму, периферические части которой должны быть представлены зоной частичного плавления с образованием расплава более кислого состава. Этот расплав подается на палеоповерхность в заключительные стадии вулcano-плутонического магматизма.

В зоне рудоотложения, на гипабиссальном уровне формируются интрузии основного и среднего состава, кристаллизация которых происходит в гомодромной последовательности по схеме Боуэна. В соответствии с их петрохимическими особенностями [Полтавец, 1980] источником этих пород являются расплавы нижних частей главного магматического очага.

В зависимости от размеров мантийного диапира возможно появление дополнительного (корового) очага преимущественно кислого состава на глубине 10—15 км. Эти расплавы формируют затем на гипабиссальном уровне либо мощные гранитоидные интрузии, нередко послерудные, либо породы субвулканической фации.

Естественно, в зависимости от интенсивности потока щелочных мантийных флюидов и уровня формирования мантийного диапира, флюидно-магматические очаги будут формироваться на различных глубинах, следствием которых являются, как отмечалось выше, петрохимические особенности магматитов отдельных ореолов развития рудно-магматических систем. Изучение закономерностей формирования магнетитовых месторождений в зависимости от инициальной глубинности процесса и флюидного режима позволяет в какой-то мере приблизиться к пониманию давно выделенных по минеральному составу околорудных пород скаполитового, скарнового и гидросиликатного подтипов месторождений, которые в соответствии с изложенными выше данными, вероятнее всего, являются в порядке уменьшения их глубинности производными флюидно-магматических очагов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука, 1966. 166 с.
- Подер Г. С. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 166 с.
- Нечкин Г. С., Бочарникова Т. Д. Вулканы железосных площадей Щучинского синклинория (Полярный Урал). — В кн.: Эндеогенные рудообразующие процессы. Свердловск, 1980, с. 29—37.
- Полтавец Ю. А. Петрохимические особенности железосной вулcano-плутонической ассоциации Валерьяновской зоны. — В кн.: Ежегодник-1978. Свердловск, 1979, с. 70—72.
- Полтавец Ю. А. К вопросу о режиме становления железосных вулcano-плутонических ассоциаций. — В кн.: Эндеогенные рудообразующие процессы. Свердловск, 1980, с. 15—28.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии. — В кн.: Геология процессов метаморфизма. Свердловск, 1977, с. 58—66.

Сугимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 263—269.

Экштейн Г. И., Петров А. П. Объемное моделирование.— В кн.: Геолого-геофизические методы прогнозной оценки магнетитовых месторождений (на примерах Тургайского прогиба, Центрального и Восточного Казахстана). Алма-Ата, 1976, с. 41—49.

А. Л. ПАВЛОВ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТОГЕННОГО МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как было показано ранее [Павлов, Дымкин, 1979], в основе процессов дифференциации железосодержащих силикатных расплавов, приводящих к обособлению рудной ферритной магмы и магмы собственно силикатной, лежат процессы ферритизации железосодержащих силикатных расплавов. Вполне естественно, что развитие нового подхода или, вернее, нового направления в рудно-магматической геологии имеет принципиально важное значение для решения целого ряда вопросов, связанных с проблемами происхождения не только магматогенных магнетитовых месторождений и их генетической или парагенетической связи с определенными типами интрузивных образований исследуемого региона, но и с решением целого ряда вопросов по дифференциации силикатных расплавов.

В этом отношении при решении генетических вопросов помимо установления пространственно-временных соотношений между магматогенными магнетитовыми рудами и телами так называемых материнских интрузивных образований особое место занимают методы физико-химического моделирования процессов ферритизации в силикатных расплавах. Именно использование методов равновесной термодинамики с привлечением данных по физико-химии пирометаллургических процессов и материалов по природным месторождениям позволило установить, что процессы ферритизации в силикатных расплавах, протекающие в результате роста окислительных свойств расплавов под действием ряда причин (рост P_{O_2} активности щелочей, воды и т. д.), определяют окисление 2-валентного железа силикатов до 3-валентного железа ферритов, что и лежит в основе процесса концентрирования и обособления специфических железосодержащих (ферритных) расплавов и расплавов собственно силикатных.

В свете установленной закономерности эволюции силикатных расплавов рудогенерирующими по железу становятся те магматические системы (очаги), в которых железосодержащие силикатные расплавы подвергались процессам ферритизации.

Однако в общем случае термодинамический анализ рудообразующих магматических систем лишь указывает на тенденцию перерождения силикатных расплавов, в пределах очага которых преимущественно путем ликвации обособляется рудная ферритная магма. При этом остается открытым вопрос об источнике кислорода или другого агента, окисляющего 2-валентное железо силикатов до 3-валентного железа ферритов. Предположение о том, что в расплавных системах P_{O_2} возрастает при термической диссоциации кислородсодержащих соединений, дает лишь общее качественное представление об источнике свободного кислорода и требует поисков новых, более реальных источников окислительных агентов, которые либо содержатся непосредственно в исходных силикатных расплавах, либо приобретаются магмами при ассимиляции вмещающих пород или же поступают в магмы в потоке интрателлурических флюидов.

В частности, нами [Павлов, Дымкин, 1979] было показано, что окисление 2-валентного железа силикатов до 3-валентного железа ферритов весьма охотно протекает в силикатных расплавах при ассимиляции последними воды по реакции



для которой

$$\lg K_T = 5,37 - 2230/T. \quad (2)$$

Согласно уравнению (2), при температуре 143°C (416К) и выше равновесие реакции сдвигается вправо. Поэтому процессы ферритизации силикатных расплавов при ассимиляции воды должны на магматической стадии протекать весьма интенсивно. Здесь, как мы видим, в качестве окислительного агента выступают водородные ионы, восстанавливающиеся до свободного водорода.

В другом случае при ассимиляции силикатными расплавами карбонатного материала вмещающих толщ в роли окислительного агента выступает углекислота карбонатов, которая, активизируя процессы ферритизации силикатных расплавов, трансформируется в окись углерода. Например, согласно реакции

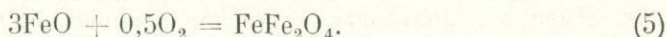


для которой уравнение константы равновесия имеет вид

$$\lg K_T = 23,01 - 15980/T, \quad (4)$$

окисление 2-валентного железа силикатов до 3-валентного железа ферритов при температурах 421°C и выше происходит за счет разложения кальциевого карбоната и восстановления CO_2 до CO (т. е. наблюдается восстановление C^{4+} до C^{2+}).

Термическая диссоциация окислов металлов при плавлении силикатного субстрата также обеспечивает рост P_{O_2} , что может служить первопричиной окисления железа силикатов до железа ферритов:



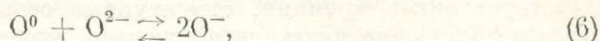
По-видимому, существуют еще различные варианты, позволяющие искать источники окислительных агентов, активно влияющих на процессы окисления 2-валентного железа силикатов до 3-валентного железа ферритов. Однако все эти варианты, как нам представляется, не могут объяснить появления значительных масс ферритов при дифференциации базитовых и гипербазитовых магм и требуют поисков окислителей, обособляющихся в расплавах различной степени основности непосредственно на путях эволюции силикатных расплавов в ходе протекания полимеризационно-деполимеризационных процессов. С этой целью обратимся к анализу строения силикатных и окисноферритных расплавов.

Согласно данным О. А. Есина [1976], в настоящее время считается, что жидкие и стеклообразные силикаты содержат аналогично фосфатам набор соединений, подобный ансамблю полимеров различной степени сложности. Исходя из этого, делается вывод о том, что расплавленные силикаты являются полианионными жидкостями, содержащими набор всевозможных кремнекислородных анионов, находящихся в химическом равновесии.

В качественном оформлении этого предположения, по мнению О. А. Есина, намечались три варианта решения.

В первом из них структура конструируется подобно фосфатам из групп радикалов (например, концевой, срединной и полуразветвленной). Во втором структура определяется равновесием трех форм атомов кислорода (мостикового, немостикового и «свободного»). И в третьем полагают, что силикатный расплав содержит кроме катиона Me^{n+} ионы O^{2-} и анионы $\text{Si}_x\text{O}_y^{z-}$ различного состава и строения. Эти решения, по О. А. Еси-

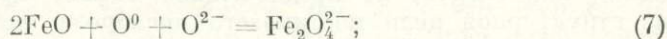
ну, не исключают, а дополняют друг друга. В связи с вышеизложенным представляется важным проанализировать поведение кислорода в силикатных расплавах, учитывая, что активность ионов кислорода в расплаве зависит от атомарного и молекулярного кислорода, растворенного в расплаве [Foster, 1972]. Равновесие между этими формами, как известно, описывается реакцией [Toop, Samis, 1962]:



где O^0 — ион мостикового кислорода; O^- — ион немостикового кислорода; O^{2-} — ион «свободного» кислорода. При этом, как показывает экспериментальный материал [Foster, 1972], наибольший вклад в величину суммарной активности ионов кислорода в силикатных расплавах вносит ион «свободного» кислорода.

Характер же распределения различных форм кислорода в силикатных расплавах определяется прежде всего присутствующими в расплаве атомными катионами. В частности, катионы-модификаторы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Na^+ , K^+ и др.) имеют, как правило, ионный характер связи с анионами кислорода. В свою очередь, для сеткообразующих катионов (Si^{4+} , Al^{3+} , P^{5+} , B^{3+} , Fe^{3+} и др.) из-за их заметно более высокой величины энергии ковалентной связи с кислородом в процессах полимеризации при конструировании цепей различной степени сложности в матрице следует ожидать повышения концентрации ионов мостикового и немостикового кислорода.

В свете вышеизложенного при процессах ферритизации силикатных расплавов необходимо обратить внимание на роль мостикового кислорода O^0 , связанного в расплавах преимущественно ковалентно с кремнием ($Si-O-Si$), и немостикового однозарядного кислорода O^- , связанного, с одной стороны, ковалентно с кремнием, а с другой — ионно с катионами-модификаторами. При разрыве ковалентных связей $O-Si$, происходящем в процессе деполимеризации силикатных расплавов не только при кристаллизации расплава, но и в результате обогащения системы свободными ионами кислорода O^{2-} , формально нужно ожидать, судя по реакции (6), повышения активности всех трех форм кислорода. Последнее, естественно, не может не сказаться на активизации процессов ферритизации железосодержащих силикатных расплавов. Схематически переход железосодержащих окислов-модификаторов в сеткообразователи следовало бы представлять себе в виде реакций

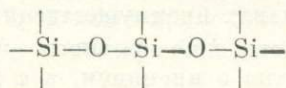


Таким образом, судя по предложенной схеме, самопроизвольная эволюция силикатных расплавов в ходе деполимеризации последних может и должна обеспечить увеличение окислительной способности силикатного расплава, способствующей активному протеканию процессов ферритизации. Поэтому повышение окислительных свойств расплавов при их обогащении свободными ионами кислорода (например, в процессе ассимиляции силикатным расплавом окислов щелочных и щелочноземельных металлов), способствуя реализации реакций (6), (7) и (8), для которых характерно повышение активности немостикового кислорода O^- , — дополнительное подтверждение правомерности выдвигаемых нами положений.

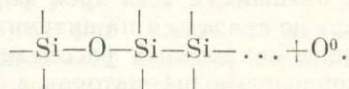
Однако при всей привлекательности данной трактовки перехода 2-валентного железа силикатов в 3-валентное железо ферритов возникает вопрос об электронейтральности системы, ибо закон действующих масс требует объяснения места и форм нахождения тех элементов, которые, будучи ранее связанными с мостиковым и немостиковым кислоро-

дом, должны подвергаться процессам восстановления. Однако в настоящее время однозначного ответа на поставленный вопрос получить весьма затруднительно. Вероятнее всего, и в первую очередь ответ на этот вопрос следует искать в особой специфике непосредственных связей между собой атомов кремния. В частности, как полагают О. А. Есин и П. В. Гельд [1966], так как в восстановительных условиях в кислых шлаках присутствует окись кремния, структурные особенности которой в жидкой фазе недостаточно ясны, не исключено, что в отличие от обычных силикатов здесь возможна, как и у углерода, непосредственная связь атомов кремния. К тому же наличие ковалентных связей кремния и кислорода позволяет надеяться на возможность замены ее на ковалентную кремний — кремний при освобождении при процессах деполимеризации силикатных расплавов мостикового и немостикового кислорода с последующим его участием в процессах ферритизации в качестве основного окислительного агента.

Не исключено также, что склонность кремнекислородных анионов к полимеризации предопределяет концентрирование в расплаве кислорода в таких формах, которые в последующем могли бы привести к интенсификации окислительных реакций. Так, судя по данным О. А. Есина и П. В. Гельда [1966], при меньшей концентрации кислорода в кремнекислородных жидкостях происходит усложнение анионного комплекса. Подобная полимеризация, по мнению авторов, осуществляется, вероятнее всего, за счет двух ковалентно связанных атомов кислорода, что в целом снижает удельный заряд иона, приходящийся на один тетраэдр. В этом случае схематически ковалентность связи атомов кислорода в силикатной жидкости следовало бы представить себе в следующем виде:



Деполимеризация расплава в силу ряда объективных причин не может не способствовать освобождению ковалентно связанного кислорода с последующим его участием в окислительных реакциях, что представляется схематически следующим образом:



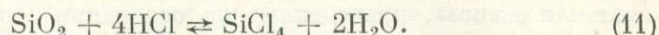
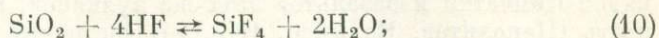
Здесь, как следует из предложенной схемы, происходит обособление из структурной цепи мостикового кислорода, который в дальнейшем, судя по реакциям (7), (8) и (9), может и должен при наличии в системе железа принимать участие в конструировании нового типа анионов в расплаве, а именно феррит-ионов.

С теоретических позиций реализация приведенной выше схемы вызывает затруднения, которые тем не менее могут быть преодолены, если принять во внимание особенности свойств кремния.

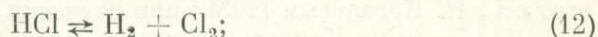
Как известно [Краткая химическая энциклопедия..., 1963], ввиду большого радиуса атома кремния заряд его ядра экранирован. Поэтому кремний имеет тенденцию отдавать свои валентные электроны. Отсюда электроотрицательность кремния значительно меньше, чем у его ближайшего аналога — углерода (по Полингу электроотрицательность: С 2,5, Si 1,8, Sn 1,7, Pb 1,5 и т. д.). Считается, что большая прочность связи Si—O обуславливает главные черты химии кремния в земной коре (по Полингу энергия связи для ряда элементов выражается следующими цифрами (ккал/моль): Si—O 88,2; Si—C 69,3; Si—Si 42,2; Si—H 70,4; Si—S 54,2; C—O 84,0; C—C 83,1; C—H 98,8; C—S 62,0). В свою очередь, как мы видим, связь Si—Si значительно менее прочна, чем связь C—C, и цепочки из атомов кремния разрываются гораздо легче, чем углеродные, особенно если есть возможность образования связи Si—O. Тем не менее, как теперь полагают, в природе существуют кремнекислородные

соединения (например, SiO) с формально 2-валентным кремнием, в которых помимо связи Si—O содержится связь Si—Si, указывающая на возможность существования полимерных цепей на основе кремния.

В химии неорганических и элементоорганических соединений кремния [Мак-Дайармид, 1966] известны способы расщепления связи кремний — кислород при действии некоторых ковалентных или полуковалентных галогенидов, приводящие к получению чистых галогенидов кремния. Эти реакции аналогичны хорошо известным реакциям



По мнению исследователей, ход этих реакций в значительной степени определяется образованием очень прочных связей Si—F (связь Si—F 135 ккал/моль) и Si—Cl (связь Si—Cl 91 ккал/моль). И хотя существующие реакции разрыва связей кремний — кислород используются для производства силианов и силоксанов, они свидетельствуют о существовании схем, позволяющих расщеплять связи кремний — кислород с заменой их на связи кремний — галоген, кремний — водород и даже кремний — кремний. В частности, реакции (10) и (11), например, могут быть использованы не только для иллюстрации существования реакций, приводящих к расщеплению связи кремний — кислород, но и для объяснения обогащения силикатных расплавов водой, интенсифицирующей, как известно [Павлов, Дымкин, 1979], процессы ферритизации этих расплавов согласно реакции (1). Вместе с тем существует возможность расщепления связи кремний — кислород в силикатных расплавах, имеющих температуру, превышающую 1100—1500°C, в результате реакций термической диссоциации галогенводородов на свободные водород и галоген:



Учитывая данное обстоятельство, дальнейший разрыв связей Si—O, освобождение атомного (мостикового) кислорода и его участие в процессах ферритизаций силикатных расплавов даже при заметных величинах парциального давления водорода следует считать логическим завершением процесса перерождения силикатных расплавов при наличии в системе галогенводородов.

И наконец, нельзя исключить возможность расщепления связей Si—O замещением кислорода водородом, тем более что энергия связи Si—H, хотя и несколько меньше, чем связи Si—O, превышает энергию связи Si—Si и даже Si—C. А так как водород в базитовых, гипербазитовых и щелочных магмах в виде свободного (H₂) или ковалентно связанного с углеродом, может присутствовать в значительных количествах, то вытеснение ковалентно связанного кислорода (мостикового и частично немостикового) водородом, а возможно, и углеродом может обеспечить увеличение окислительных свойств расплавной системы и, как следствие этого, интенсификацию процессов ферритизации.

Помимо этого, в результате реакций термического разложения окислов металлов, входящих в состав силикатного субстрата, при высоких температурах следует ожидать расщепления связей Me—O и обогащения летучей фракцией (здесь — кислородом) участков, подвергающихся плавлению. В этом случае вероятен процесс растворения свободного кислорода и его вхождение в избыточных против стехиометрического количествах в структуру силикатных расплавов.

В дальнейшем в результате деполимеризации силикатных расплавов (например, при кристаллизации магмы) следует ожидать заметного повышения P_{O_2} деполимеризующегося расплава и активизации процессов ферритизации, предопределяющих появление в магматических породах ферритных минералов.

Изложенной гипотезой объясняется более высокая степень окисленности железа $\left(n = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \right)$ в габброидных включениях базальтовых

лав Камчатки, нежели в базальтах Камчатского региона, хотя, как известно, кристаллизация базальтов протекает в более окислительных условиях, чем кристаллизация габброидов. Об этом свидетельствуют результаты химических анализов габброидных включений в лавах вулканов Камчатки и базальтов этих же вулканов, излившихся на поверхность [Пополитов, Волюнец, 1981]. В частности, расчеты степени окисленности железа, проведенные на основании этих анализов, показали, что степень окисленности железа в габброидных включениях заметно выше (Шивелуч 0,55; Авача 0,5—0,55; Ключевская группа вулканов 0,43—0,54), чем в излившихся базальтах этих же вулканов (Шивелуч 0,37; Авача 0,27—0,51; Ключевская группа 0,36—0,41). Подобный парадокс, как представляется, может быть объяснен исключительно расщеплением связей Si—O—Si и Si—O—Me в процессе деполимеризации габброидных расплавов на глубине при их кристаллизации и обособления избыточного против стехиометрического мостикового (O^0) и немостикового (O^-) кислорода, который на заключительных стадиях кристаллизации расплава принимает активное участие в процессах ферритизации. В противовес этому при излиянии базальтовых расплавов на поверхность из-за высокой скорости охлаждения (замораживания) расплава процессы деполимеризации (особенно при остекловании расплава) в значительной степени заторможены. В данном случае расщепление связей Si—O—Si и Si—O—Me, а значит, и процессы ферритизации по предложенной выше схеме практически сведены к минимуму.

Об этом же свидетельствуют и данные, полученные В. И. Андреевым и Г. Н. Ковалевым [1981] при изучении продуктов извержения вулкана Толбачик на Камчатке. Здесь, как и в приведенном выше примере, в замороженных расплавах, представленных зеленоватыми шлаками, ферритная фаза практически отсутствует, тогда как в раскристаллизованных лавовых потоках той же порции лавы ферриты присутствуют уже в заметных количествах. Представляется, что и в рассматриваемом случае отсутствие ферритов (шлаки ранних стадий извержения вулкана) предпочтительнее всего связывать с консервацией мостикового и немостикового кислорода при замораживании расплава, в то время как появление ферритов в частично или полностью раскристаллизованных потоках поздних стадий извержения вулкана, вероятнее всего, вызвано процессами деполимеризации расплава, расщеплением связей Si—O—Si и Si—O—Me с последующим окислением мостиковым и немостиковым кислородом 2-валентного железа расплава до 3-валентного железа ферритов лавового потока.

Итак, подводя итоги, подчеркнем следующие специфические особенности процесса ферритизации силикатных расплавов, акцентируя внимание на причинах окисления 2-валентного железа силикатных расплавов до 3-валентного железа, входящего в дальнейшем в ферритную фазу изверженных горных пород и руд.

1. Ассимиляция силикатными расплавами воды и карбонатных пород резко увеличивает окислительную способность силикатных расплавов, что приводит к активизации процессов ферритизации, предопределяющих дифференциацию исходного расплава на ферритную и силикатную жидкости.

2. Расщепление связей Si—O—Si и Si—O—Me железосодержащих силикатных расплавов при деполимеризации силикатной жидкости обеспечивает возрастание активности в расплаве нульзарядного мостикового (O^0) и однозарядного немостикового (O^-) кислорода, что приводит к возрастанию окислительных свойств расплава и, как следствие этого, к интенсификации процессов ферритизации.

3. Самопроизвольная эволюция железосодержащих силикатных рас-

плавов, учитывающая эффекты деполимеризации исходной жидкости, предопределяет не только появление в магматических породах ферритов в качестве аксессуаров, но и приводит к дифференциации магмы на ферритную и силикатную жидкости, кристаллизация которых обеспечивает образование специфического рудно-магматического комплекса, частью которого являются магматические магнетитовые месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. И., Ковалев Г. Н. Кристаллизация базальтовых стекол (пирокластические материалы Толбачинского извержения 1975—1976 гг.).— Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 37—50.
- Есин О. А. О применении статистической термодинамики к расплавленным силикатам.— Геохимия, 1976, № 7, с. 1005—1020.
- Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. II. М.: Металлургия, 1966. 703 с.
- Кремний.— В кн.: Краткая химическая энциклопедия. Т. II. М.: Сов. энциклопедия, 1963, с. 1087.
- Мак-Дайармид. Галогено- и галогенидпроизводные силанов.— В кн.: Синтезы неорганических соединений. Т. 1. М.: Мир, 1966, с. 182—221.
- Павлов А. Л., Дымкин А. М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 88 с.
- Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 183 с.
- Foster H. R. Dependence of melt oxygen activity and water retention on composition of amber glass.— J. Amer. Ceram. Soc., 1972, v. 55, N 7, p. 368—372.
- Toop G. W., Samis C. S. Activities of ions in silicate melts.— Trans. AJME, 1962, v. 224 (5), p. 561—590.

М. П. МАЗУРОВ

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Скарновые железорудные (скарново-магнетитовые) месторождения имеют важное промышленное значение как источник богатых и легко обогащаемых руд. В азиатской части страны они составляют основу минерально-сырьевой базы действующих и проектируемых предприятий черной металлургии [Железорудные месторождения Сибири, 1981]. В последние десятилетия получено много новых данных о структурно-геологической позиции и связи скарново-магнетитовых месторождений с магматизмом, о физико-химических условиях и последовательности минерало- и рудообразования, о положении в рядах родственных им образований, что позволяет существенно уточнить специфику рудообразующих процессов на этих месторождениях, детализировать формы связи скарнов и руд, выполнить типизацию месторождений на рудноформационной основе и наметить генетические модели этой сложной группы месторождений.

Определяющими признаками скарновых месторождений являются тесная пространственная сопряженность скарнов и руд, составляющих звенья единого процесса, а также метасоматический способ отложения рудных масс [Жариков, 1968; Смирнов, 1976]. Скарновые железорудные месторождения известны в складчатых областях фанерозоя, на докембрийских щитах и в зонах тектоно-магматической активизации. Столь большое разнообразие тектонических обстановок проявления скарново-рудного процесса обусловило формационную неоднородность скарновых месторождений и предопределило их места в рядах эндогенных рудных формаций. По тектонической позиции, физико-химическим условиям образования и вещественному составу руд все многообразие скарново-магнетитовых месторождений целесообразно разделить на скарновые железорудные формации складчатых областей фанерозоя, скарновые железорудные

рудные формации докембрийских щитов, скарновые железорудные формации областей тектоно-магматической активизации (платформенного чехла, щитов и ранее стабилизированных складчатых систем). Дальнейшее разделение на субформации и минеральные типы может быть проведено либо по ассоциации с другими рудными формациями, либо по преобладающему виду скарнов. Объем рудной формации соответствует определению В. А. Кузнецова [1973].

Скарновые железорудные формации складчатых областей фанерозоя. Эту группу формаций составляют скарново-магнетитовые месторождения, широко распространенные в Алтае-Саянской области, Тургае, на Урале, Кавказе, в Средней Азии и других регионах. Они описаны в многочисленных публикациях Л. Н. Овчинникова, Г. Л. Поспелова, А. М. Дымкина, В. А. Вахрушева, В. И. Снякова, М. А. Кашкая, Ф. Н. Шахова и других исследователей, а вопросы их классификации наиболее обстоятельно рассмотрены Г. А. Соколовым, А. М. Дымкиным [1967], В. И. Сняковым [1976]. Характерный признак этих месторождений — наличие богатых ($Fe_{вал} = 25\text{—}55\%$) магнетитовых руд, заключенных в той или иной степени скарнированных породах и образующих компактные скарново-рудные залежи сложной формы. Месторождения развиты среди карбонатно-вулканогенных толщ, уровень регионального метаморфизма которых не превышает нижних ступеней фации зеленых сланцев. Приурочены они к эвгеосинклинальным зонам, к районам, где известны разные по масштабу и генезису рудопроявления — осадочные, гидротермальные и магматические, т. е. где сложно сочетаются процессы син- и эпигенетического накопления рудного вещества, где неоднократно проявлена эндогенная деятельность. Можно утверждать, что скарновые железорудные месторождения — это участки максимальной концентрации железа, своего рода «рудные столбы» среди высокожелезистых вмещающих толщ, а скарново-рудные залежи — одна из форм концентрирования железа.

Скарновые железорудные месторождения образуются преимущественно в инверсионный этап развития подвижных зон и сопряжены во времени и пространстве со становлением габбро-диорит-гранодиоритовых, тоналит-адамеллитовых и более сложного состава плутонов, сопровождаемым хлорно-натриевым метасоматозом. В большинстве случаев участки отложения рудного вещества пространственно удалены от зон генерации рудообразующих растворов. В зонах рудоотложения в пределах единого регрессивного цикла минеральные парагенезисы скарнов образуются раньше, чем происходит отложение рудообразующего магнетита. Видовой набор скарнов, сопровождающих эпигенетические рудные залежи, в значительной мере определяется составом первичных замещаемых пород. Несмотря на различия в составе рудовмещающих скарнов, температуры рудоотложения на разных месторождениях довольно близки и составляют $560\text{—}430^\circ\text{C}$ [Дымкин и др., 1979]. Переход от скарнирования к рудоотложению означает и изменение геохимической направленности реакций: скарнирование — это процесс рассеяния вещества, а рудоотложение — процесс концентрирования, создания аномальных масс отдельных химических элементов. Исследование реальной структуры магнетита и строения реакционных зон его со скарновыми минералами методами просвечивающей электронной микроскопии показывает, что парагенными магнетиту в этих месторождениях являются гидратированные фазы — амфиболы, слюды и др. Количество новообразованных фаз зависит от скорости растворения исходных фаз, динамики структурных превращений, скоростей зародышеобразования и выноса промежуточных продуктов реакции рудного метасоматоза.

Скарново-рудные залежи нередко имеют симметрично-поясовое или зональное строение: центральные части и зоны контакта с известняками сложены более богатыми рудами, чем фланги и нижняя выклинка. Вероятно, такое строение в значительной мере обусловлено кинетикой рудообразующего метасоматоза.

В рудных полях, где проявлен многоактивный интрузивный магматизм, неоднократно образуются скарновые ассоциации и весь комплекс жильных и рудных минералов, но промышленное железоруднение развито в основном в связи с ранними фазами. Поздние фазы интрузий вызывают метаморфизм и локальные перераспределения рудных залежей, что наиболее контрастно видно на Одиночном, Ирбинском, Шерегешевском и других месторождениях Сибири.

Как уже упоминалось, в эвгеосинклинальных зонах, к которым приурочены скарново-магнетитовые месторождения, образованные в инверсионный этап, распространены раннегеосинклинальные высокожелезистые эффузивно-пирокластические толщи и сингенетичные им эксгальциционно-гидротермальные сульфидные, окисные и карбонатные рудопоявления железа. Эти сингенетичные микрорудные фации и рудопроявления, попадая в контактовые зоны плутонов, метаморфизуются. На регрессивном этапе направленность метасоматических реакций сохраняется, формируются комбинированные скарново-рудные залежи, включающие метаморфогенные и метасоматические рудные концентрации. Например, на Таятском месторождении пространственно совмещены гистеромагматические концентрации магнетита в габбро и порфиритах вмещающей толщи, контактово-метаморфизованные и метасоматические руды [Мазуров, 1979], причем сингенетичные концентрации явились геохимическим барьером, обусловившим отложение эпигенетических метасоматических руд. Совмещение автономных потоков флюидов с сингенетичными рудными скоплениями вызывает их выщелачивание и сопряженное отложение. Если температуры флюида недостаточны для появления скарновых минеральных ассоциаций, то новообразованные залежи формируются в метасоматически измененных гидросиликатных породах либо замещают нескарнированные известняки.

Образование месторождений этого формационного типа удовлетворительно объясняется контактово-метасоматической моделью, в которой определяющее значение придается структурообразующей роли предрудных плутонов и скарнам как вмещающей среде, а главной причиной отложения рудных масс считается падение температуры рудоносного флюида и вызванное этим изменение рН, Eh и концентрации компонентов. В первоначальной форме модели предполагались исключительно глубинные магматогенные источники рудного вещества и рудообразующих растворов. Впоследствии стали допускать, что в составе рудообразующих растворов участвуют и вадозные воды [Павлов, 1975], а рудное вещество не только привнесено со значительных глубин, но и экстрагировано из вмещающих пород или регенерировано в результате наложенного метасоматоза.

Учитывая современные представления о полигенности рудного вещества и рудообразующих растворов [Овчинников, 1980], можно заключить, что формирование скарновых железорудных месторождений в складчатых областях происходило не только в результате отложения привнесенных рудных масс, но и вследствие регенерации сингенетичных рудных скоплений или сопряженного выщелачивания и отложения. На конкретных месторождениях скарново-рудные залежи сформированы в результате одного из упомянутых процессов либо их сложного сочетания, т. е. наряду с новообразованными возможны и регенерированные рудные залежи. Для распознавания генетической природы залежей большую помощь должны оказать тщательная реконструкция последовательности геологических событий в рудном поле, углубленный текстурно-структурный анализ руд и детальное исследование магнетита — главного рудного минерала.

Скарновая железорудная формация занимает определенное место в ряду родственных формаций: в геосинклинальном цикле она предваряется раннегеосинклинальной кремнисто-железистой вулканогенно-осадочной и собственно магматической титаномagnetитовой, а в составе рудного комплекса, связанного со становлением конкретных плутонов, она

является самой ранней (за исключением собственно магматической титаномагнетитовой), формируясь в магматический этап (магнезиально-скарновые руды) и в высокотемпературные стадии послемагматического этапа. Набор сменяющих ее гидротермальных формаций в разных районах может быть другим.

Скарновые железорудные формации докембрийских щитов на территории Союза представлены главным образом скарново-магнетитовыми месторождениями Леглиер-Тимптонского рудного пояса на Алданском щите. Их описание содержится в работах А. А. Маракушева, Л. И. Шабьнина, Д. П. Сердюченко, Н. Г. Судовикова, В. А. Перваго и других исследователей. По минеральному и химическому составу среди руд этих месторождений выделяются две группы. Первая, самая распространенная, характеризуется ассоциацией магнетита с минералами магнезиальных скарнов, а вторая — ассоциацией со скаполитом и сопутствующими ему минералами, и относятся они по составу флюсующихся компонентов соответственно к высокомагнезиальному и известково-кремнистому типам. Количественные соотношения между рудами изменчивы: на одних месторождениях скаполит-магнетитовые руды почти не встречаются, а на других (Пионерское) они составляют более 95% запасов. На всех месторождениях в той или иной степени проявлены амфибол-флогопит(биотит)-магнетитовые руды, рассекающие стратиформные залежи, сложенные упомянутыми выше типами руд.

Месторождения этого формационного типа расположены среди толщ, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, претерпевших гранитизацию и диафторез амфиболитовой фации. Рудные тела представлены главным образом протяженными стратиформными залежами, согласными с пликативными структурами вмещающих кристаллических сланцев и расположенными зонально относительно гранито-гнейсовых куполов. В отличие от месторождений складчатых областей магнетит здесь повсеместно содержит эндотаксиальные включения ильменита и шпинели, количество которых несколько изменяется в разных парагенезисах [Мазуров и др., 1984; Мазуров, 1983]. Ранние парагенезисы руд и кристаллических сланцев принадлежат одной *PT*-фации; и в тех и в других в одинаковой степени проявлены диафторические преобразования. По минералотермометрическим данным, отложение рудных масс происходило при температурах выше 580°C [Мазуров, 1981] в интервале давлений 4—12 кбар [Перцев, 1977].

Многие вопросы генезиса этих месторождений, соотношений регионального метаморфизма, гранитизации и метасоматоза остаются недостаточно выясненными и продолжают оживленно обсуждаться. Наибольшие разногласия у сторонников противоборствующих концепций вызывает проблема источников рудного вещества и оценка масштабов перемещения рудных масс. Ни одна из моделей — «метаморфогенная», «метасоматическая», «регионально-метасоматическая (базификационная)» — не учитывает в должной мере всей сложности и многоэтапности рудообразующих процессов. Пока еще отрывочные сведения по реконструкции состава вмещающих толщ позволяют предполагать связь начальных этапов железонакопления с андезито-базальтовым вулканизмом и становлением габброидных комплексов. Формирование скарново-рудных залежей осуществлялось, вероятно, как в прогрессивный, так и в регрессивный этапы метаморфизма. Неоднородность и многоэтапность метаморфизма и неодинаковое положение рудолокализирующих структур в полях гранитизации обусловило появление разных типов руд. Дальнейшее углубленное изучение относительной роли регионального метаморфизма и метасоматических процессов, выяснение места их в общей последовательности геологических событий — необходимые условия создания обобщенной генетической модели этой рудной формации.

Как известно, формационное разнообразие месторождений на докембрийских щитах невелико. В гранулитовых толщах Алданского щита в единый формационный ряд со скарновыми месторождениями входят же-

лезистые кварциты Сутам-Гонамского района, а в диафторированных структурах — рудные формации флогопита, высокоглиноземистого и фосфатного сырья, пегматитов.

Группа скарновых железорудных формаций областей тектоно-магматической активизации образована месторождениями, локализованными в активизированных зонах на щитах, в платформенном чехле и в ранее стабилизированных складчатых системах.

К этой группе формаций на докембрийских щитах следует относить скарновые месторождения Побужья [Ярошук, 1979] и отдельные рудопроявления (рудные залежи) со скарновыми парагенезисами на месторождениях железистых кварцитов Кольского полуострова — Оленегорском и др. [Жданов, Малкова, 1974]. В отличие от выше рассмотренных месторождений Алданского щита для данных месторождений кроме приуроченности к зонам активизации характерна тесная сопряженность с железистыми кварцитами и даже чередование рудных залежей обоих типов. Наиболее обоснованными представляются генетические построения П. М. Горяинова [1981], объясняющие появление скарновых парагенезисов и переотложенных залежей на этих месторождениях в результате локального метасоматоза в контрастных по составу толщах.

Важное промышленное значение в группе формаций зон активизации имеют скарново-магнетитовые месторождения, локализованные в чехле Сибирской платформы (месторождения ангаро-илимского типа). Это Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское и другие месторождения Ангарской провинции, месторождения и рудопроявления Лакурского, Северного и Подкаменно-Тунгусского районов [Железорудные месторождения Сибири, 1981]. Некоторые из них подробно описаны Н. В. Павловым, В. А. Вахрушевым, А. Е. Воронцовым, Г. С. Момджи, А. Я. Архипенковой, Л. Г. Страховым, Г. В. Росляковым, В. В. Корабельниковой и многими другими геологами и назывались в качестве месторождений «трапповой», «платформенной магномагнетитовой» и других формаций.

Как и для скарновых месторождений других формационных типов, для рассматриваемых характерно наличие богатых и легко обогащаемых скарново-магнетитовых руд, тесная связь формирования руд и скарнов. Специфическим является многократная повторяемость скарнов и руд, исключительная продолжительность гидротермально-метасоматических процессов, телескопирование оруденения, структурные условия локализации руд — совмещение трубообразных и стратиформных залежей, большая вертикальная протяженность оруденения [Вахрушев, 1976]. Уникально присутствие в рудных залежах каменной соли. Многоэтапность рудного процесса нашла отражение в многочисленных генерациях магнетита, в многократной перекристаллизации рудных парагенезисов. Наряду с высокотемпературным магнетитом, содержащим экссолюционные выделения ильменита и шпинели, в рудах этих месторождений присутствуют магнетиты, кристаллизовавшиеся совместно с серпентином, хлоритом, кальцитом, кварцем и другими минералами. Эти магнетиты содержат многочисленные вросстки сорудных силикатов, карбонатов и окислов, чем обусловлена их высокая магнезиальность и кремнистость. Исследование с помощью просвечивающей электронной микроскопии показало несостоятельность представлений о существовании высококремнистых и высокомагнезиальных магнетитов.

Во всех генетических моделях этих месторождений подчеркивается парагенетическая связь с трапповым магматизмом. Различия заключаются в оценке источников рудного вещества (магния, высокожелезистые породы фундамента или траппы) и роли экзогенных хлоридных вод. Оригинальная гипотеза образования месторождений ангаро-илимского типа в результате тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым sillом предложена Д. И. Павловым и А. А. Пэком [1979].

Скарновые железорудные формации этого типа входят в единый зональный ряд, включающий медно-никелевые, карбонатитовые и кимберлитовые рудные формации.

Представителями железорудной формации зон активизации в складчатых системах являются Тейское в Кузнецком Алатау и Еравнинские месторождения в Забайкалье. По структурно-генетическим особенностям, составу руд и динамике рудообразования Тейское месторождение напоминает Коршуновское, Тагарское и другие месторождения Сибирской платформы, но локализовано оно в каледонских складчатых структурах Кузнецкого Алатау и сформировано в связи со становлением массива девонских субвулканических граносиенитов.

Скарново-рудные залежи Еравнинских месторождений (Солонго, Аришинское, Гурвунур и др.) образованы в результате контактового метаморфизма и метасоматоза высокожелезистых и марганцовистых эксгалиционно-осадочных отложений. Работами К. Р. Ковалева, И. В. Коновалова, Ю. А. Нуварьевой, Н. С. Лидина, В. Г. Пономарева и других геологов установлено зональное размещение скарново-рудных залежей относительно контактов с интрузивными массивами, выявлены переходы от неметаморфизованных вулканогенно-осадочных к метаморфизованным рудам, обнаружены ксенолиты руд и скарнов в гранитах. По ряду скважин прослежена смена кремнисто-гематитовых руд гематит-магнетитовыми и скарново-магнетитовыми. В высокотемпературной контактовой зоне отмечены грануляция руд, высвобождение из магнетита примеси титана, образование межгранулярных скоплений ильменита, т. е. те явления, которые присущи послерудному метаморфизму. Генезис этих месторождений можно объяснить моделью «регенерации и переотложения» рудных масс. Аналоги Еравнинских месторождений — скарново-магнетитовые месторождения Баянгольской зоны МНР (Томуртей и др.).

Приведенные далеко не полные и в определенной степени дискуссионные соображения о генетических особенностях скарновых железорудных месторождений показывают довольно широкий спектр структурно-геологических и физико-химических условий их генезиса, разнообразие вещественного состава и различие пространственно-временных соотношений с другими рудными формациями. При наличии некоторых общих характеристик каждая из выделенных формаций имеет индивидуальные особенности и может быть представлена только своей обобщенной качественной моделью. Дальнейшее уточнение качественных моделей и разработка на их основе количественных моделей динамики рудообразующих процессов окажется полезной не только для развития теории рудообразования, но и для поисковой практики.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А. Некоторые проблемы образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 103—110.
- Горяинов П. М. Известково-аломосиликатно-железистые (скарновые) ассоциации на месторождениях железистых кварцитов Кольского полуострова и их отношение к проблеме генезиса руд. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. III. Новосибирск, 1981, с. 30—32.
- Дымкин А. М., Калугин И. А., Мазуров М. П. и др. Физико-химические условия формирования магнетитовых месторождений гипабиссальной фации глубинности. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 157—166.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
- Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л.: Недра, 1974. 198 с.
- Железорудные месторождения Сибири/А. С. Калугин, Т. С. Калугина, В. И. Иванов и др. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 309—317.
- Мазуров М. П. Формы накопления рудного вещества в Тайтском железорудном месторождении. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 170—178.
- Мазуров М. П. Рудообразующий метасоматоз на скарновых месторождениях железа. — В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск, 1981, с. 30—38.

- Мазуров М. П. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Алданских скарново-магнетитовых месторождений.— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 45—51.
- Мазуров М. П., Шепель А. Б., Васильева А. И. и др. Парагенезисы и состав магнетитов железорудных месторождений Лейпнер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит).— В кн.: Проблемы теоретической и генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 52—59.
- Овчинников Л. Н. Полигенность скарновых железорудных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1980, № 3, с. 58—73.
- Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Павлов Д. И., Пэк А. А. Формирование железорудных месторождений ангаро-плимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапшовым силлом.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 172—187.
- Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Синяков В. И. Главные эндогенные железорудные формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 110—125.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 5—15.
- Ярошук М. А. Сравнительный анализ докембрийских скарново-железорудных формаций Украинского и Алданского щитов.— Геол. и геофиз., 1979, № 9, с. 53—62.

И. А. КАЛУГИН

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОДВИЖНОСТИ ЖЕЛЕЗА ПРИ ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Многочисленные генетические и формационные классификации железорудных месторождений мира отражают высокий уровень знания их геологии на современном этапе. Типизация обычно проводится по минеральному и химическому составу руд, характерным породным ассоциациям, окolorудным изменениям, физико-химическим параметрам рудообразующего процесса, источнику и способу отложения руд, степени метаморфизма, возрасту, геотектоническому положению, морфологии залежей и т. д. В этой статье проанализированы петрохимические особенности руд различного генезиса и дана сравнительная оценка месторождений железисто-кремнистых и скарновых формаций. Обсуждается вероятность перераспределения (регенерации) рудного вещества при метасоматозе в зависимости от состава руд и вмещающих пород.

В рудах типа железистых кварцитов преобладают окислы железа и кремнезема, присутствуют магнезия и другие компоненты не более 6—8%. Для слабометаморфизованных разновидностей характерно повышенное количество карбонатов. Месторождения скарновых формаций отличаются от железистых кварцитов пониженным содержанием кремнезема и повышенным — щелочных земель [Тюлюпо, 1969; Главнейшие железорудные месторождения..., 1970; Момджи, Чистякова, 1979].

Химический состав руд месторождений, как известно, складывается из анализов групповых и технологических проб, усредняющих рудные интервалы длиной в десятки и сотни метров. В интервалах всегда присутствуют межрудные прослои, так что связь состава руд и вмещающих пород очевидна. Поскольку выбор основных типов исходных пород невелик, легко видеть, что преобладание в рудах *кремнезема* обусловлено наличием кварцитов, метапелитов и кислых алюмосиликатных изверженных пород. *Известь* содержится преимущественно в известняках и продуктах их изменения. *Магнезия* характерна для исходных доломитовых пород и метабазитов. *Глинозем* наиболее типичен для метапелитов и измененных алюмосиликатных пород. Содержание *потерь при прокаливании*, обус-

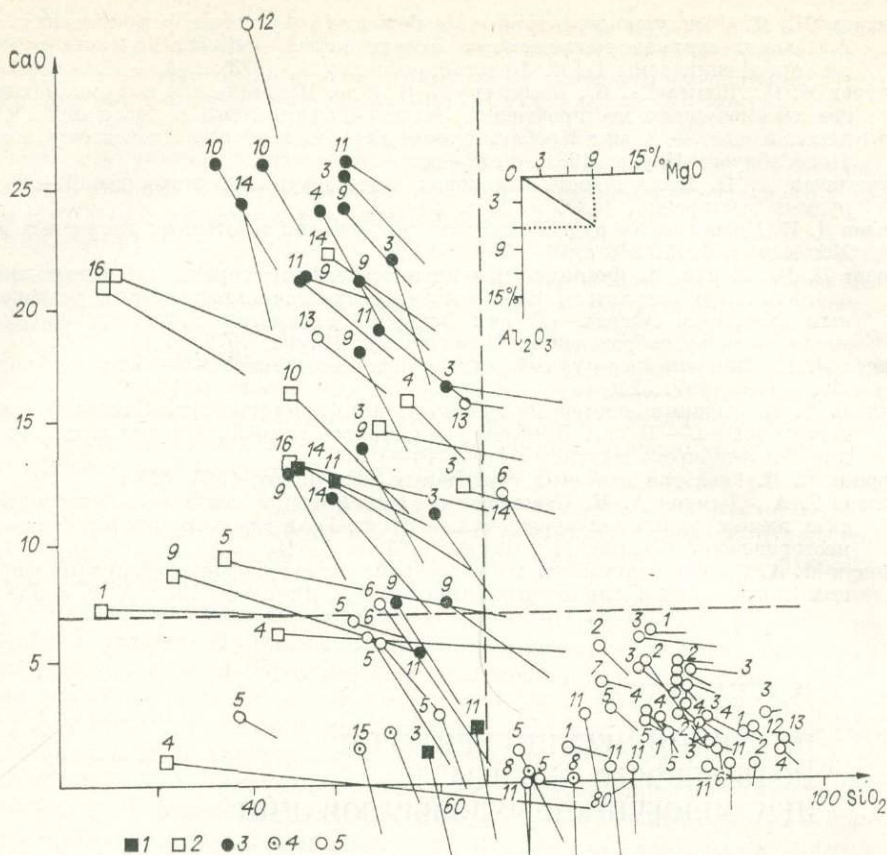


Рис. 1. Содержание извести — кремнезема и магнeзии — глинозема в безжелезистой части железных руд месторождений различных генетических типов и провинций. 1 — титаномagnetитовые, магматические; 2 — руды магнетитовые магнизиально-скарновые, гидротермальные и метаморфогенные; 3 — магнетитовые известково-скарновые, гидросиликатные и альбит-скаполитовые, гидротермальные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные; 4 — бурожелезняковые и гематитовые ослитовые руды, осадочные; 5 — магнетитовые и гематитовые железистые кварциты, метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные. Железорудные провинции и районы (номера около точек или у концов векторов). **Докембрийские:** 1 — Украинский щит (Кривой Рог — средние составы руд различной степени метаморфизма, Слюсаревское); 2 — Курская магнитная аномалия (Троицкое, Михайловское, Новоялтинское, Бесединское, Неживка); 3 — Балтийский щит (Костамушское, Оленегорское, Междозерское, Совдозеро, Ай-вар, Тансари, Хейд, Стур, Слоттерберьет); 4 — Алданский щит (Тарынахское, Сулуматское, Нижнесакуканское, Байкальское, Таяжское, Шюнерское); 5 — Канадский щит (средние составы руд типов Суперитор и Алгома, месторождения Айрон-ривер, озера Верхнего, Тилли Фостер); 6 — Казахстан (Улугтау, Бурултас); 7 — Австралия (Хамерсли); 8 — Енисейский край (Нижнеангарское, Ишимбинское). **Палеозойские:** 9 — Саяны (Ирбинское, Одиночное, Таятское, Табратское, Карбайское, Анзаское, Абаканское, Тейское, Абагасское); 10 — Горная Шория (Шерегеш, Таштагол, Темиртау); 11 — Алтай (Инское, Белорецкое, Холзуновское, Коксинское, Родионов Лог, Коробихинское, Коргонское, Кедровские, Калгутинское); 12 — Атасуйские (Каражал, Ктай); 13 — Лан-Диль (Шермитци, Герквитц, Констанца); 14 — Тургай и Урал (Каচারское, Бенкалинское, Гороблагодатское, Гусевогорское). **Мезозойские:** 15 — Западно-Сибирская плита (Колшашевское, Бакчарское); 16 — Сибирская платформа (Коршунское, Рудногорское, Тагарское).

ловленное присутствием карбонатов и гидратированных минералов, уже существенно зависит от степени метаморфизма. Количество щелочей в силу их высокой геохимической подвижности определяется скорее типом метасоматоза, чем составом исходных пород.

В литературе имеется много сведений о химическом составе руд из месторождений различного генезиса: магматических, метасоматических, вулканогенно-осадочных и осадочных, неодинаково метаморфизованных (см. список литературы). Это преимущественно усредненные данные, редко отдельные анализы, которые использованы для построения диаграммы. На ней нанесено 90 точек, отвечающих месторождениям пяти генетических типов из 12 железорудных провинций (рис. 1).

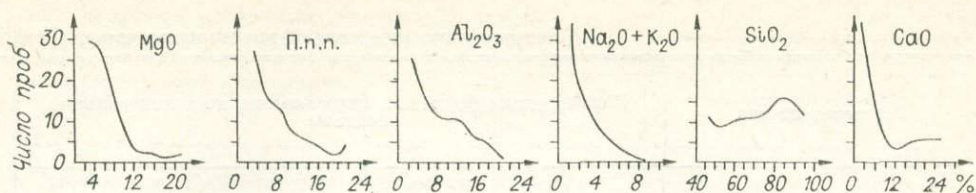


Рис. 2. Распределение содержаний окислов в безжелезистой части руд 136 месторождений различных генетических типов.

Химические анализы руд с суммой 99—101% предварительно пересчитывались к 100% после вычета $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Этим достигалась сопоставимость по петрогенным компонентам руд с различным содержанием железа. Были построены также кривые распределения окислов в выборке (рис. 2). Наиболее понятный тип распределения оказался у извести, здесь левая ветвь кривой (<7%) образована за счет многочисленной группы месторождений железистых кварцитов и осадочных руд, а на правую ветвь (>7%) приходится все скарновые и часть магматических руд. В распределении MgO правая ветвь кривой с содержанием более 14% отвечает магнезиально-скарновым рудам. Об остальных компонентах судить трудно, так как в выборке преобладают железистые кварциты (100 анализов из 136).

Магматические титаномагнетитовые габбро и пироксениты представлены Гусевогорским (Урал) и Харловским (Алтай) месторождениями (см. таблицу). На диаграмме (см. рис. 1) данные руды не отличаются от скарновых, хотя в целом для них характерно повышенное содержание титана. В этой же группе находятся магнетитовые сиенит-порфиры Кируны и гематитовые порфириды и кератофиры Холзунского месторождения с низким содержанием извести и магнезии.

Магнезиально-скарновые месторождения имеются двух типов [Шабынин, 1978]. Магнетитовые месторождения абиссальной фации представляют собой высокотемпературные (около 600°) образования, содержащие прослой магнезиальных скарнов и кальцифиров по доломитам. Генезис их различными авторами представляется как метасоматический с далеким привносом железа или как метаморфогенный — за счет перекристаллизации и метасоматоза сингенетичных руд. В гипабиссальной фации также распространены магнетитовые и магномагнетитовые высокомагнезиальные руды, слагающие обычно рудные брекчии и «трубки взрыва». Руды выделяются повышенным содержанием магнезии (более 15%) и пониженным — кремнезема (менее 65%). Извести и глинозема в них примерно столько же, сколько в известково-скарновой группе.

Известково-скарновые магнетитовые и мушкетовитовые руды характерны для палеозойских складчатых областей юга Сибири, Урала и др.

Руды в отличие от железистых кварцитов содержат кремнезема менее 65%, а извести — более 7%, от магнезиально-скарновых они отличаются количеством магнезии — менее 12%. В рудных полях преобладают вулканогенные породы, переслаивающиеся с известняками. Обычное деление на минеральные подтипы — скарновый, гидросиликатный и альбит-скаполитовый — выражается в петрохимии руд лишь в той мере, в какой это связано с составом пород геологического разреза. Например, в толще одного состава скарновые и гидросиликатные руды могут быть близки по составу. И наоборот, руды, залегающие в алюмосиликатной толще, будут обогащены глиноземом и обеднены известью по сравнению с рудами карбонатного разреза.

Магнетитовые руды скарновых месторождений формируются в широком интервале температур (550—400°) и обладают множеством генераций магнетита. Широко распространены текстуры пересечения и замещения рудным минералом вмещающих пород или дорудных метасоматитов. Метасоматические месторождения образуются за счет железа, привнесенного постмагматическими растворами из рудоносных очагов в зону отложения.

Петрохимические характеристики железных руд

Генетический тип	Железорудные формации, петрохимические и минеральные подтипы	
Магматический	Титаномагнетитовые габбро, пироксениты, магнетитовые и гематитовые порфиры и порфириты	
Метаморфогенный	Магнетитовые и магномагнетитовые (абиссальные и гипабиссальные) магнезиально-скарновые ($MgO > 15\%$)	
Гидротермальный		
Гидротермальный и метаморфизованный вулканогенно-осадочный	Магнетитовые и мушкетовитовые, известково-скарновые ($MgO < 12\%$)	Скарновый
		Гидросиликатный
		Альбит-скаполитовый
Осадочный оолитовый	Бурожелезняковые и гематитовые	
Метаморфизованный осадочный и вулканогенно-осадочный	Магнетитовые и гематитовые железистые кварциты	Карбонатные магнезиальные ($MgO : Al_2O_3 > 1,7$)
		Силикатные и окисные глиноземистые ($MgO : Al_2O_3 < 1$)

Примечание. Звездочкой отмечены месторождения, не вынесенные на диаграмму

На некоторых скарновых месторождениях отмечаются реликты более ранних полосчатых или вкрапленных руд, указывающие на источник вещества во вмещающих породах (месторождения Холзунское, Белорецкое, Родионов Лог, Таятское, Гороблагодатское, Давыдовское и др.). Такие месторождения считаются метаморфизованными вулканогенно-осадочными или полигенными, так как часть руд их образуется при перекристаллизации и регенерации слоистых железных руд или рудных порфиров, порфиритов и других доскарновых концентраций.

Оолитовые гематитовые и бурожелезняковые осадочные руды характеризуются повышенным содержанием глинозема, отсутствием магнезии, колеблющимся содержанием кремнезема и карбонатов.

месторождений различных генетических типов

Руды известковые, низкремнистые, СаО>7%, SiO ₂ <65%	Руды неизвестковистые, СаО<7%	
	низкремнистые, SiO ₂ <65%	высокремнистые, SiO ₂ >65%
Харловское, Гусевогорское	Холзун, Кируна	
Слюсаревское, Тилли Фостер, Хейд, Слоттерберъет	Таежное, Марбелла *	
Коршуновское, Рудногорское, Тагарское, Темпртау, Тейское		
Белоречское, Инское, Шерегеш, Тансари, Бенкалинское, Карбайское, Одиночное, Роднонов Лог, Ирбинское, Стур, Гороблагодатское, Оленегорское		
Таштагол, Абагас, Табрат, Абакан, Холзун, Бурултас	Холзун, Бурултас	
Качарское, Таятское, Пионерское, Осокно-Александровское *		
	Нама-Трансвааль*, Багчарское, Колпашевское, Лисаковское *, Керченское *	Нижнеангарское, Ишим-бинское
Лан-Диль, Минас-Жераис *	Супериор (карб.), Айрон-Ривер, Алгома (карб.), Минас-Жераис *, Ю. Родезия *	Кривой Рог, КМА, Хамерсли, Месаби, оз. Верхнего, Тарынахское, Нижнесауканское, Костамукша, Оленегорское, Ай-вар, Совдозеро, Ктай, Байкальское, Коробиха, Сулуматское, Слюсаревское
Каражал	Алгома (сульф.)	Супериор (окисл., силикатн.), Алгома (окисл., силикатн.), Нижнесауканское, Междозерское, Троньянское, Лан-Диль, Калгутинское, Коксинское, Коргонское, Кедровка, Елтайское-II, Улутау, Марицпольское *

(см. рис. 1).

Железистые кварциты — магнетитовые и гематитовые — являются типичными хемогенными осадочными и вулканогенно-осадочными метаморфизованными образованиями. Эта наиболее многочисленная группа месторождений характеризуется пониженным (относительно скарновых) содержанием извести (менее 7%) и повышенным — кремнезема (более 65%), за исключением слабометаморфизованных первично-карбонатных и сульфидных фаций. По отношению MgO/Al₂O₃ выделяются первично-карбонатные относительно магнезиальные руды (отношение >1,7) и окисные хемогенные и терригенные глиноземистые руды (<1). На диаграмме эти особенности подчеркнуты пологим наклоном векторов магнезиальных и крутым — глиноземистых разностей.

Рассматриваемые метаморфизованные руды образовались в широком интервале физико-химических условий — от дозеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма. С возрастанием метаморфизма в рудах усиливается перекристаллизация, которая стирает тонкие детали структур и текстур. Развивается дегидратация и декарбонатизация вещества, а часть рудного железа переходит в силикаты. Однако избирательного растворения рудного вещества с перетолжением его в близлежащих участках не происходит даже в зонах щелочного метасоматоза и гранитизации. Образование рудных столбов обусловлено выветриванием либо низкотемпературным выщелачиванием кварца, т. е. богатые руды являются остаточными. Наилучшая сохранность руд подчеркивается учеными для существенно кварцевых магнетитовых руд. Следовательно, высокая кремнистость исключает дифференциальный вынос и перераспределение железа при средне- и высокотемпературном метасоматозе. Косвенным подтверждением «инертности» руд являются примеры чередования гематитовых и магнетитовых прослоев. Присутствие магнезиальных и железистых карбонатов, вероятно, тоже не способствует подвижности железа из-за разложения их еще в низкотемпературных условиях.

Таким образом, поле составов руд с содержанием извести менее 7% и кремнезема более 65% отвечает неизменным и метаморфизованным стратифицированным месторождениям. Регенерации рудного вещества здесь не отмечено даже в зонах мигматизации. Это область наименьшей геохимической подвижности железа.

В поле составов, где извести менее 7% и кремнезема менее 65%, преобладают первично-осадочные и метаморфизованные месторождения. Кроме них появляются магнезиально-скарновые месторождения с крупнозернистыми структурами и метасоматическими текстурами руд, а также кислые рудно-силикатные расплавы. В рудах данной петрохимической группы подвижность железа достигается при высоких термодинамических параметрах, соответствующих формированию магнезиальных скарнов и мигматитов.

В поле известковых ($\text{CaO} > 7\%$) низкремнистых ($\text{SiO}_2 < 65\%$) составов находятся преимущественно скарновые руды метасоматических и регенерированных месторождений, а также некоторые неизменные вулканогенно-осадочные руды. Это область наибольшей геохимической подвижности железа при метаморфизме и метасоматозе от температур $350\text{--}400^\circ$ до уровня плавления рудных габбро-пироксенитов. Надо полагать, что присутствие извести (при умеренном содержании карбонатов и невысоком P_{CO_2}) прямо или косвенно способствует эффективному переводу железа в подвижное 2-валентное состояние, вследствие чего формируются широкие зоны околорудной базификации, сложенные Ca-Mg-Fe -силикатами. В результате высокой подвижности железа на скарновых месторождениях редко наблюдаются реликты дометасоматических руд, лучше всего должны сохраняться кремнистые разновидности.

Таким образом, геохимическая подвижность железа при метаморфизме и метасоматозе железорудных формаций возрастает от кремнистых типов к магнезиальным и известковым. Отметим в этой связи, что эволюция осадочной оболочки Земли характеризуется возрастанием роли известковых карбонатов в последокембрии (по А. Б. Ронову). Параллельно сокращаются объемы геосинклинальных осадочных кремнисто-железистых формаций, которые уступают место платформенным оолитовым, более глиноземистым (Н. М. Страхов). Значит, в фанерозое суммируются благоприятные внешние условия для формирования скарновых формаций. С другой стороны, докембрийские известково-скарновые руды могли растворяться при обширной гранитизации древних толщ и не сохраниться в первичной пропорции к железистым кварцитам. В целом увеличение разнообразия генетических типов руд в фанерозое сомнений не вызывает (В. И. Смирнов), причем роль скарновых формаций возрастает. Если такая эволюция состава железорудных формаций в истории континентальной коры

существует, то дифференциальная геохимическая подвижность железа является важным механизмом, который регулирует соотношение магматогенных и осадочных руд в ходе тектоно-магматической эволюции Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии/В. М. Чернов, К. А. Инна, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская. Петрозаводск: Карелия, 1970. 285 с.
- Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970. 217 с.
- Гусельников В. Н. О вулканогенном происхождении железистых кварцитов КМА.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969, с. 72—88.
- Гусельников В. Н. Геология, скарнирование и метасоматоз железистых кварцитов Троснянского месторождения КМА.— В кн.: Метасоматические железистые кварциты. Свердловск, 1979, с. 45—60.
- Дымкин А. М., Махнач А. С., Сараев С. В. Железооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1979. 183 с.
- Дэви М. Н. О метасоматическом происхождении железистых кварцитов Чарской группы месторождений.— В кн.: Метасоматические железистые кварциты. Свердловск, 1979, с. 34—44.
- Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л.: Недра, 1974. 198 с.
- Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 517 с.
- Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Калугин А. С. Геология и генезис руд типа железистых кварцитов в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 175—187.
- Калугин И. А. Химический состав магнетитовых руд на месторождениях скарновой формации.— В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980, с. 69—73.
- Калугин И. А., Лапухов А. С., Третьяков Г. А. Метаморфизм руд, структура и глубинный прогноз Тарыхахского месторождения железистых кварцитов.— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1982, с. 14—29.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 192 с.
- Момджи Г. С., Чистякова Н. М. Геохимические типы железорудных формаций.— Геохимия, 1979, № 6, с. 840—853.
- Новохатский И. П. Железисто-кремнистые формации палеозоя Казахстана.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 164—174.
- Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.
- Стрыгин А. И. Метаморфизм железистых пород Украинского щита.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969, с. 155—168.
- Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М.— Л.: Наука, 1964. 103 с.
- Тюлюпо Б. М. Критерии определения генетического типа железорудных месторождений.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1969, с. 141—156.
- Шабьин Л. И. Магнетально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Ярошук М. А. Криворожская железорудная формация.— В кн.: Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980, с. 145—169.
- Ярошук М. А., Богатырев В. Ф., Ионис Г. И. Особенности формирования железорудных месторождений в породах граулитовой фации Белоцерковско-Одесской зоны.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с. 264—277.
- Frietsch R. Berggrund och malmer i Svappavaara-fältet, Norra Sverige. Sver. Geol. Undersökning. Serie C. NR 604. Stockholm, 1966. 282 p.
- James H. L. Sedimentary facies of iron-formation.— Econ. Geol., 1954, v. 49, N 3, p. 235—293.
- Gross G. A., McLeod C. R. A preliminary assesment of the chemical composition of iron formations in Canada.— Can. Mineral., 1980, v. 18, N 2, p. 223—229.
- Trendall A. F., Blockley J. G. The iron formations of the precambrian Hamersley Group, Western Australia.— Geol. Surv. of W. Austral., 1970, bull. 119. 336 p.

В. И. СОТНИКОВ, А. С. КАЛИНИН, А. П. БЕРЗИНА

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

В настоящее время медно-молибденовая формация является одной из наиболее «обеспеченных» модельными построениями. При достаточной многочисленности предлагаемых моделей они в основном учитывают особенности рудообразующего процесса на уровне рудоотложения, иногда захватывая самое ближайшее окружение. Именно эти модели в наибольшей степени обеспечены как с геологических [Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1972, 1973; Кривцов, 1977; Попов, 1977; Павлова, 1978; Wallace e. a., 1978; и др.], так и с физических [Cathles, 1977, 1980; Norton, 1978] и физико-химических [Creger, Barnes, 1976; Сотников, Берзина, 1979; Сотников и др., 1979; и др.] позиций. Представления об источниках флюидов и рудообразующих веществ базируются на следующих трех схемах: ортомагматической [Burnham, 1967; Phillips, 1973; Whitney, 1975; Feiss, 1978; Рябчиков и др., 1980], метеорной, когда интрузия рассматривается в качестве теплоносителя [White, 1974], и комбинированной [Henley, McNabb, 1978].

Довольно широко в литературе обсуждаются модели, в основе которых лежит тектоно-магматическая позиция медно-молибденовых месторождений. В частности, известны модели, описывающие соответственно месторождения существенно медного профиля, образующиеся в барьерных зонах островных дуг, медно-молибденовые месторождения окраины континентов [Hollister, 1975, 1979] и существенно молибденовые месторождения в зонах активизации консолидированных областей [Clark, 1972]. Р. Силлитоу [Sillitoe, 1972] предложил модель образования порфировых месторождений в свете тектоники плит.

В большинстве случаев эти модели учитывают изменчивость ограниченного количества (часто единственного) определяющих элементов рудной формации. В настоящее время, когда изученность медно-молибденовых месторождений находится на достаточно высоком уровне, имеются предпосылки для разработки генетической модели с учетом всей совокупности определяющих элементов.

Вместе с тем моделирование медно-молибденовой формации, как и вообще моделирование эндогенного рудообразования, встречает значительные затруднения. Они обусловлены прежде всего отсутствием достаточно надежной информации о глубинных магматических и постмагматических процессах, с которыми непосредственно связаны концентрация и отложение рудного вещества. Имеются и методологические трудности, поскольку моделированию подвергаются ненаблюдаемые явления. Все это требует разработки более совершенных методов изучения рудных формаций, и здесь принципиально новые возможности для исследования рудообразующих процессов открываются с привлечением анализа количественных моделей, базирующихся на геологических, геофизических и других данных о строении земной коры, экспериментальных и теоретических достижениях современной петрологии и науки о рудообразовании, а также использовании новейших средств вычислительной техники.

В предлагаемой статье анализируется возможная принципиальная модель медно-молибденовой формации с акцентированием внимания на отдельных ее элементах, которые в определенной степени обеспечены количественными построениями.

Месторождения и рудопроявления медно-молибденовой формации в большинстве случаев концентрируются в пределах региональных структур типа наложенных рудных поясов, связанных с развитием внегеосинклинальных тектоно-магматических процессов и в целом контролирующихся развитием вулcano-плутонических поясов. При общей ассоциации медно-молибденового оруденения с вулcano-плутоническими сериями отчетливо проявляется пространственно-временная связь рудной минерализации с субвулканическим порфировым магматизмом. Последнее отражено, в частности, в традиционно существующих названиях месторождений — «медно-порфировые» и «молибден-порфировые».

Судя по значительной протяженности медно-молибденовых поясов, определенной латеральной изменчивости в характере рудоносного магматизма, а также изотопным данным, соотношениям летучих компонентов и редкоземельных элементов и т. д., в пределах общей региональной структуры образования магматического комплекса составляют единый генетический ряд, сформировавшийся за счет плавления различных пород в средней и нижней частях земной коры при активном участии мантийного вещества.

Связь оруденения с порфировым магматизмом трактуется на уровне так называемой парагенетической, когда порфиры (штоки и дайки) и рудная минерализация рассматриваются в качестве взаимосвязанных производных единой рудно-магматической системы. Эндогенный рудогенез завершает собой сложный цикл транспорта и изменения вещества в пределах 20—30-километрового приповерхностного слоя литосферы, где формируются комплексы магматических и связанных с ними метаморфических и рудно-метасоматических образований. Если условия становления и динамика развития этих комплексов в целом предопределяют особенности рудогенеза в верхних горизонтах коры, то специфика строения и геологической истории отдельных блоков коры может обуславливать определенные отклонения в развитии рудно-магматических систем и появление отличительных черт в рудных образованиях медно-молибденовой формации, формирующихся в различных регионах [Покалов, 1972; Кривцов, 1977; Hollister, 1975; и др.].

Эта специфика может быть учтена построением конкретизированных геолого-генетических моделей, которые учитывают внутриформационную изменчивость определяющих элементов медно-молибденовой формации, отражая особенности развития рудно-магматических систем в зависимости от типа тектоносферы, положения в ней рудогенерирующего магматического очага, характера источников флюидов и рудообразующих веществ, зоны их транспорта, области развития гидротермально-метасоматических процессов и рудоотложения и других параметров, имеющих преимущественно региональный характер.

При существенных различиях в характере блоков коры специфика отдельных рудных образований медно-молибденовой формации становится настолько значительной, что мы уже можем говорить о проявлении различных минеральных и геохимических типов месторождений и даже субформаций. Последнее можно, в частности, показать на примере Северо-Монгольского молибденово-медного пояса, включающего месторождение Эрдэнэтуин-Обо и другие рудные проявления. Северо-Монгольский ареал медно-молибденовой формации выделяется по полям развития образований пермо-триасового вулcano-плутонического пояса, прослеживающегося в субширотном направлении на сотни километров. Вулcano-плутонический пояс развивался на сложно построенном глыбово-блоковом фундаменте в структурах каледонской консолидации, захватывая в ряде районов протерозойские выступы и поднятия. В пределах протерозойского Тарбагатайского поднятия с широким развитием гнейсо-гранитного

комплекса пермо-триасовый магматизм представлен субвулканическими и гиабиссальными телами кислого и субщелочного состава. Рудоносный комплекс проявлен обычно в виде ряда существенно калиевых пород с преобладающим развитием мелкозернистых гранитов. Медно-молибденовое оруденение представлено единичными мелкими рудопроявлениями жильного типа и редкими зонами мусковитизированных и окварцованных пород с рассеянным молибденитом (Дзосоту-Ула). Блок, включающий Эрдэнэтский рудный район, представляет структуру каледонской консолидации (позднерифейские и раннекембрийские эвгеосинклинальные образования) с широким проявлением пермо-триасовых вулканитов. Рудоносный комплекс характеризуется преимущественным развитием штоков гранодиорит-порфиров. Оруденение существенно медное, вкрапленно-прожилкового типа (в полях серицитизированных и окварцованных пород).

Таким образом, в пределах рассмотренных разнородных блоков проявляется рудная минерализация, занимающая различное положение в образованиях медно-молибденовой формации: от существенно медных (типа медно-порфировых — Эрдэнэтуин-Обо) до молибденовых (Дзосоту-Ула), заметно отклоняющихся в сторону грейзеновых месторождений. Фактически здесь проявляются рудные образования двух субформаций: существенно медной и молибденовой.

Возможность появления двух типов оруденения, относящихся к различным субформациям, подтверждается анализом условий реализации этих двух вариантов развития рудно-магматической системы в проницаемой зоне (глубинном разломе) в коре гетерогенного строения с позиции математического моделирования на ЭВМ [Калинин, Сотников, 1982].

Влияние гетерогенности субстрата палеозойских вулcano-плутонических поясов на состав продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций и металлогеническую специализацию оруденения отчетливо проиллюстрировано С. Т. Агеевой [1979] на примере рудных районов Северного Прибалхашья.

Порфировые магматические образования, постоянно отмечаемые в рудных полях медно-молибденовых месторождений, при своих обычно небольших размерах, возрастном отрыве и определенной самостоятельности относительно более крупных вмещающих интрузивных масс в большинстве случаев не могут энергетически и флюидально обеспечить формирование этих крупнообъемных месторождений. Последнее вероятно, скорее всего, когда порфиры органически входят в крупную длительно развивающуюся рудно-магматическую систему.

С учетом конкретных элементов геологической ситуации, отмечаемой на медно-молибденовых месторождениях, и имеющих геофизических данных есть основание предполагать, что штоки порфировых пород являются «выступами» расположенных ниже промежуточных очагов, кристаллизация которых заметно влияла на формирование восходящих по-

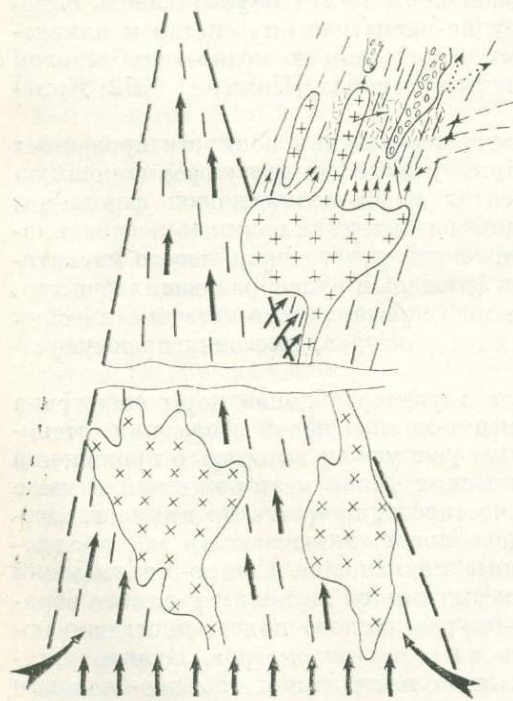


Рис. 1. Общая схема рудно-магматической системы в рудных полях медно-молибденовых месторождений.

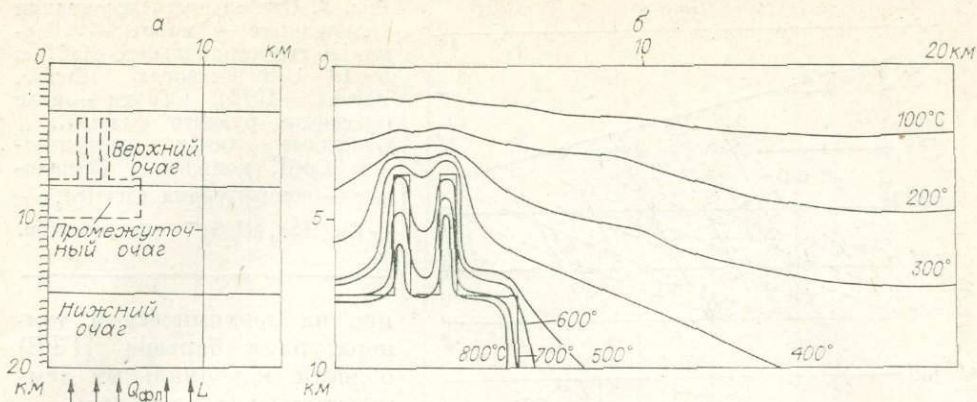


Рис. 2. Модель магматической системы (а) и распределение температур в надвизуальной зоне (б). $Q_{\text{фл}} = 10^{-8} \text{ г/см}^2 \cdot \text{с}$; $\Sigma \Delta \tau = 5,01 \text{ млн. лет}$.

токов флюидов, а также на общее повышение температуры в области рудообразования (рис. 1). Условия минералообразования в гиабиссальной области усложняются в связи с существованием первичного анатектического магматического очага, кристаллизация которого в регрессивный период развития всей магматической системы вызывает дополнительный флюидный поток в вышележащие горизонты коры.

Из анализа математической модели подобной магмотогенной гидротермальной системы [Калинин и др., 1980] вытекают следующие важные выводы. Во-первых, при наличии сложно построенных магматических систем с расположением очагов на различных уровнях (рис. 2, а) кристаллизация магматических масс в нижней части разреза с отделением флюидного потока задерживает кристаллизацию магмы в верхних частях магматических систем. Аналогично влияет на становление гип- и мезоабиссальных интрузивных тел увеличение мантийного флюидного потока, в частности, за счет концентрации его в крупных дренирующих структурах. Во-вторых, области магматических выступов — штоков и области вертикальных контактов магматических очагов характеризуются наибольшими восходящими потоками, особенно на ранних стадиях кристаллизации, и здесь создаются особо благоприятные условия для формирования магмотогенных гидротермальных систем. В-третьих, приконтактные зоны штоков отличаются (рис. 2, б) наибольшими температурными градиентами, что в сочетании с максимальными флюидными потоками резко увеличивает вероятность развития послемагматического рудообразования (действительно, в большинстве случаев именно эти зоны и являются областями максимального концентрирования вещества в рудных полях медно-молибденовых месторождений). При этом сами штоки после кристаллизации расплава представляют собой образования с высокой контракционной пористостью и могут рассматриваться как структуры, дренирующие любые восходящие флюидные потоки.

Последнее обстоятельство особенно важно с точки зрения понимания механизмов рудоотложения, закономерно действующих на определенных стадиях развития рудно-магматических систем и в определенных их частях. Развитие гидротермальных систем в рудных полях медно-молибденовых месторождений сопровождается значительной концентрацией рудного вещества в относительно ограниченном объеме пространства, что предопределяет два важнейших условия рудообразования: 1) концентрацию флюидного (гидротермального) потока в некоторых структурах, определяющих не только морфологию, но и саму возможность образования рудных тел, и 2) наличие механизма отложения рудного вещества в относительно небольшом интервале глубин.

В качестве такого механизма может рассматриваться рудообразова-

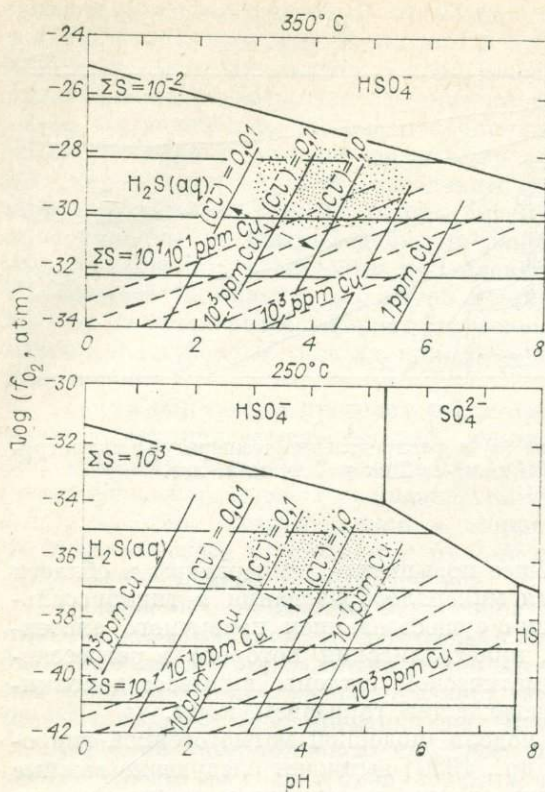


Рис. 3. Стабильность ассоциации халькопирит — пирит — борнит в гидротермальных NaCl и NaHS—H₂S растворах [Cregar, Barnes, 1976]. Точки — поле «среднего» рудного флюида. Сплошные линии — концентрация CuCl комплекса. Штриховые — концентрация Cu (HS)₂ + Cu (HS)₂ (H₂S)⁻ комплексов.

ние на геохимическом температурном барьере (ГТБ) области максимальных температурных градиентов.

На основе уравнений тепломассопереноса, используемых в моделях магматических систем, уравнений изменения концентрации вещества в гидротермальном потоке и породах [Голубев, 1971] и экспериментальных данных по растворимости меди и молибдена в хлоридных растворах [Лаптев, 1976; Колонин и др., 1975; Cregar, Barnes, 1976; и др.] нами на ЭВМ была рассчитана модель

отложения Cu и Mo на ГТБ в обстановке становления порфирового штока в гипабиссальной зоне [Калинин и др., 1981].

Согласно имеющимся расчетам [Barnes, Czamanske, 1967], минимальное количество меди в растворе, необходимое для значительного рудоотложения, составляет 10 γ/г. Во флюидных включениях были зафиксированы содержания Cu до 1000 γ/г. Как показали Д. Крерар и Г. Барнс [Cregar, Barnes, 1976], в области «среднего» рудного раствора на диаграмме f_{O_2} — pH — ΣS (рис. 3) концентрации Cu порядка 1000 γ/г могут быть достигнуты и транспортированы в слабокислых хлоридных растворах при температуре 350°C и выше. В этих условиях преобладают хлоридные комплексы меди. При охлаждении до 250°C из таких растворов выпадает приблизительно 99% меди. В области бисульфидного комплекса при pH от 3,0 до 6,0 и ΣS от $10^{-3,5}$ до 10^{-1} содержания Cu очень низкие. В близонейтральной области хлоридные комплексы преобладают при ΣS от 0,1 до 1,0, при более высоких ΣS начинает преобладать бисульфид-комплекс. Бисульфидные комплексы играют важную роль в слабощелочных растворах, при высокой общей активности серы и при более низких температурах. На преобладающую роль хлоридных компонентов меди в условиях формирования медно-молибденовых месторождений указывают В. И. Рехарский и др. (см. статью в наст. сборнике).

В рассматриваемой нами модели [Калинин и др., 1981] начальное содержание меди и молибдена во флюиде принято 0,01%, в породах — 0,001%. Глубина апикальной части интрузивного массива была принята 2 км, а перьячное распределение температур в породах разреза (до внедрения гипабиссального тела) задавалось с учетом градиента 3°C/50 м, что соответствует тепловому потоку, наблюдаемому в современных активных областях. Начальная температура расплава — 800°C, температура кристаллизации в условной точке фазового перехода — 700°C. Содержание флюида в расплаве принималось равным 3 вес. %, что близко к максимальному [Когарко, Рябчиков, 1978].

Результаты расчетов данной модели позволили выявить условия

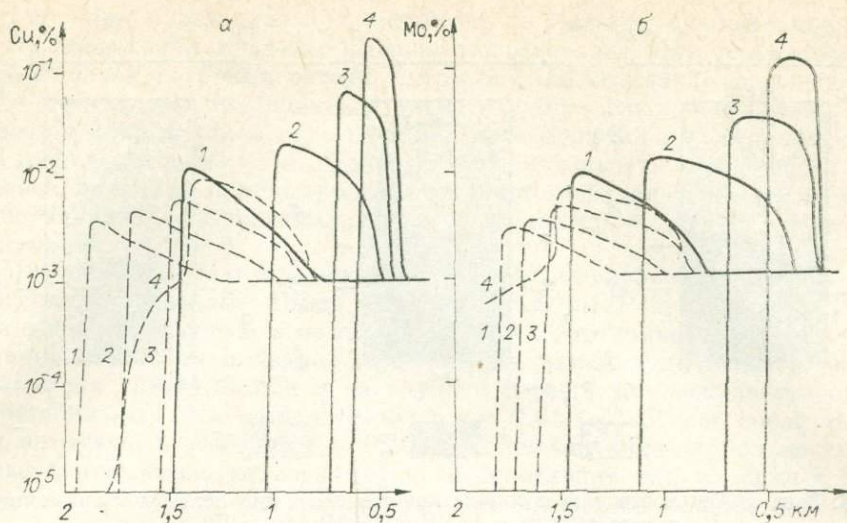


Рис. 4. Функционирование подвижного температурного барьера для Cu (а) и Mo (б) при $Q_{\text{фл}}$ на границе Н (нижний контакт магматического очага), равном 10^{-7} г/см²·с (сплошные линии) и 10^{-8} г/см²·с (штриховые). Время после внедрения расплава (лет): 1 — $2 \cdot 10^4$, 2 — $4 \cdot 10^4$, 3 — $8 \cdot 10^4$, 4 — $2 \cdot 10^5$.

функционирования механизма ГТБ и количественно оценить динамику рудоотложения в надинтрузивной части разреза (рис. 4). Выяснилось, что здесь четко выделяются три зоны, отличающиеся по характеру взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами. В первой зоне, располагающейся непосредственно у контакта с интрузивным телом, высокотемпературные флюиды растворяют рудное вещество пород, так как при данных условиях насыщение здесь не достигается. Выше находится более низкотемпературная зона собственно геохимического барьера, где понижение $C_{\text{нас}}$ ведет к выпадению рудных минералов из раствора. В верхней нейтральной зоне отложение рудного вещества практически не происходит.

Эволюция процесса отложения вещества во времени, выявившаяся по результатам расчетов модели, позволила объяснить некоторые особенности рудообразования на медно-молибденовых месторождениях. В прогрессивный этап развития температурного поля интрузива зона ГТБ постепенно смещается вверх и одновременно становится более узкой. В это время идет процесс формирования участков (рудных тел), обогащенных медью и молибденом, и в целом наблюдается переход от рассеянной в большом объеме минерализации к локальному концентрированному оруденению. В регрессивный этап зона барьера опускается вниз и здесь происходит отложение поздних минеральных ассоциаций. Этим, очевидно, объясняются и случаи заложения поздней золото-серебряной и полиметаллической минерализации на раннюю более высокотемпературную медно-молибденовую.

Вместе с тем, как показывает анализ рассматриваемой модели, достижение промышленных концентраций в зоне ГТБ возможно только при наличии гидротермального потока, заметно превышающего поток флюидов, отделяющихся от кристаллизующегося интрузивного тела. Так, концентрации Cu и Mo порядка 0,1—0,2% появляются при потоках около 10^{-7} г/см²·с, что намного превышает потоки при отделении флюидной фазы от кристаллизующихся кислых расплавов в гипабиссальной области. Значительные потоки (около $5 \cdot 10^{-8}$ г/см²·с) возникают над вертикальными магматическими выступами, но они действуют весьма непродолжительное время [Калинин и др., 1980].

На относительную непродолжительность отделения флюидной фазы от магматического расплава в условиях, отвечающих геологической об-

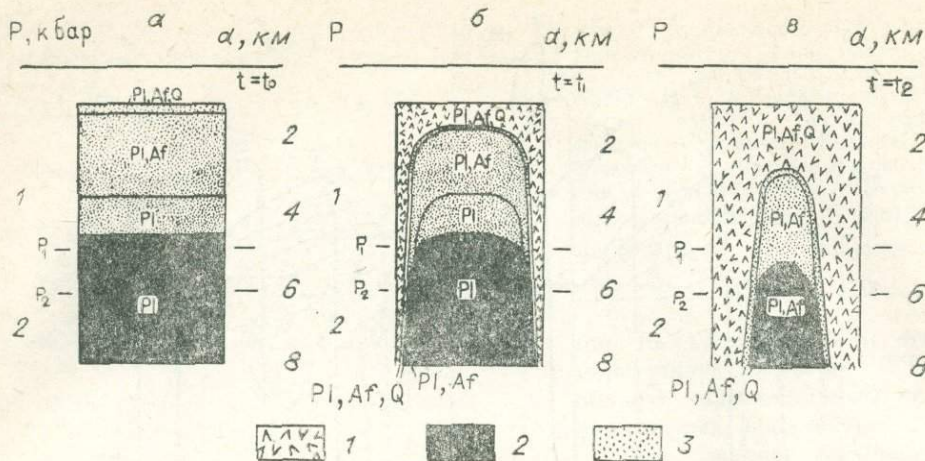


Рис. 5. Зона стабильности газа и силикатной жидкости для системы кварц-монцититового состава с 4% H_2O [Whitney, 1975].

1 — кристаллы + газ; 2 — кристаллы + жидкость; 3 — кристаллы + жидкость + газ. Поле стабильности: Pl — плагиоклаза, Af — калишпата, Q — кварца (а — при внедрении, б — около 1250 лет после внедрения, в — около 12 500 лет после внедрения). P_1 и P_2 — см. в тексте.

становке формирования медно-порфировых месторождений, указывает Д. Уайтни [Whitney, 1975]. Им рассматривается количественная модель эволюции флюидной фазы, отделяющейся от магмы монцититового состава. Модель рассчитана на основе распределения температур вокруг остывающего интрузивного тела и экспериментальных данных по системе $CaAl_2Si_2O_8-NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2$. Горизонтальное сечение штока 4×4 км; шток ограничен горизонтальной поверхностью на глубине 1 км. Начальная температура расплава — $800^\circ C$; содержание H_2O — 4%. Согласно этой модели (рис. 5, 6), образование флюидной фазы происходит в той части интрузива, где давление значительно меньше, чем P_1 в инвариантной точке PT -диаграммы для системы монцититового состава. Давление P_1 зависит от содержания CO_2 и общего химического состава

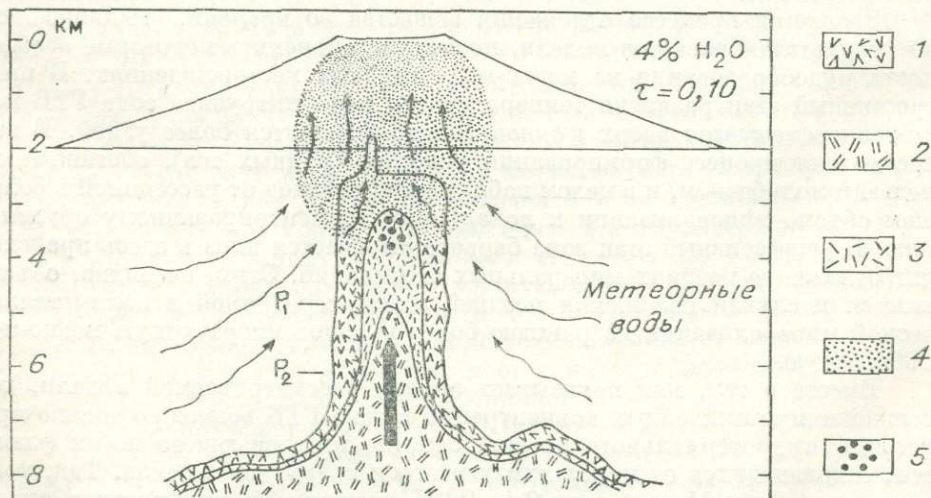


Рис. 6. Схема образования медно-порфировых месторождений, показывающая роль штока как возможного источника магматических флюидов [Whitney, 1975]. Шток ограничен горизонтальной поверхностью на глубине 0,5 км. Распределение фаз в интрузивном теле показано на момент времени $\tau = 0,10$ (около 3700 лет после внедрения).

1 — кристаллы + газ; 2 — кристаллы + жидкость; 3 — кристаллы + жидкость + газ; 4 — зона гидротермального изменения; 5 — зона максимального образования и концентрации магматического газа.

системы. При кристаллизации интрузива на глубине, где давление меньше P_1 , происходит отделение флюида и образование зоны флюидонасыщения. В более глубоких частях интрузива, находящихся при давлении $>P_2$ — во второй инвариантной точке системы, флюидная фаза обнаруживается лишь в узкой краевой зоне, где в процессе кристаллизации достигается насыщение магмы флюидом. Ограниченность этой области обусловлена большим температурным градиентом вблизи контакта и узким температурным интервалом, в котором магма и флюид могут сосуществовать.

По данной модели при внедрении магмы на глубине стабильны лишь плагиоклаз и расплав. Выше на глубине 4,5 км ($P < 1,3$ кбар) начинается отделение флюида, а на глубине менее 3,5 км становится стабильным калишпат, а затем и кварц. При подъеме магмы количество флюида и кристаллов увеличивается и на глубине менее 1 км расплав становится метастабильным. На момент времени $\tau = 0,01$ (~ 1250 лет после внедрения интрузии) и особенно $\tau = 0,10$ ($\sim 12\,500$ лет) поле стабильности расплава сокращается, отделение флюида происходит как в верхней части тела, так и на глубине. Количество отделяющегося флюида зависит от содержания летучих, глубины и степени равновесия системы. Отделение флюида возобновляется при поверхностном поступлении магмы.

Судя по геологической обстановке, обычно характерной для медно-молибденовых месторождений, и особенностям проявления в их полях порфирового магматизма, в модели Д. Уайтти завышены горизонтальные сечения штока и, по-видимому, содержание H_2O в расплаве. Уменьшение этих параметров приведет к сокращению общей флюидонасыщенности системы и продолжительности отделения флюида.

Как показывают обобщенные данные по термометрическому изучению многочисленных медно-молибденовых месторождений, результаты экспериментов и моделирования, формирование рудных тел происходит в основном в интервале температур приблизительно $450-200^\circ C$ (с постоянным проявлением на месторождениях ранних более высокотемпературных минеральных ассоциаций), которые на глубине 1—2 км не могут быть достигнуты без магматического источника тепла. Если в качестве ведущего источника энергии рассматривать магматический расплав (вопросы, связанные с поступлением энергии за счет экзотермических метасоматических реакций, здесь не обсуждаются), то время рудоотложения будет ограничено периодом охлаждения среднего по размерам гипабиссального интрузивного тела ($10^5-5 \cdot 10^5$ лет), в течение которого на глубине отложения рудного вещества поддерживаются указанные температуры. Появление промышленных концентраций металлов в рудных телах за сравнительно короткий промежуток времени оказывается возможным только при концентрации гидротермальных потоков в трещинных структурах с увеличением $Q_{фл}$ в 10—20 раз. Это требование выдвигает на первый план дренирующий (концентрирующий) характер структур рудных полей и месторождений, и именно с этих позиций во многом следует оценивать структурные условия рудогенезиса.

Для количественной оценки рассматриваемых явлений была построена модель рудоотложения на геохимическом температурном барьере в вертикальном тектоническом нарушении (зона повышенной проницаемости), располагающемся в кровле гипабиссального интрузива. Основные параметры верхней части магматической системы соответствуют модели, рассмотренной в работе [Калинин и др., 1981], но в кровле выделена вертикальная дренирующая структура (ДС) мощностью 0,2 км и две окаймляющие ее структуры (ЛОС и ПОС) такой же мощности с несколько меньшей проницаемостью. При этом восходящий флюидный поток концентрировался в структурах таким образом, что в центральной структуре он составлял $7,1 \cdot 10^{-8}$ г/см²·с, в окаймляющих — $1,8 \cdot 10^{-8}$, а за пределами — $4 \cdot 10^{-9}$ г/см²·с.

Результаты расчета на ЭВМ приведены на рис. 7, где четко видны приуроченность области максимального рудоотложения к дренирующей

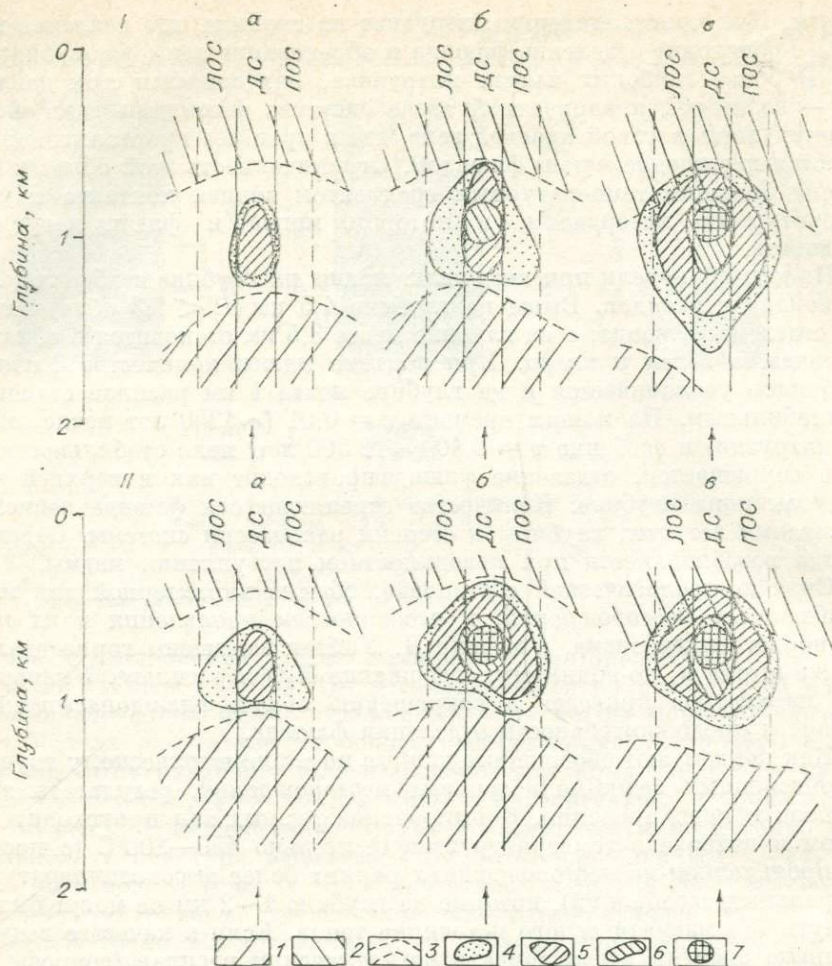


Рис. 7. Динамика развития рудного тела в дренирующей структуре (поперечное сечение) при $C_p = 0,01\%$, $q_{II} = 0,001\%$ Mo(I) и Cu (II) на момент времени: а — 20 000 лет, б — 50 000 лет, в — 250 000 лет.

1 — зона растворения; 2 — нейтральная зона; 3 — зона ГТБ; 4—7 — содержания рудных компонентов в зоне ГТБ: 4 — более 0,005%, 5 — более 0,01%, 6 — более 0,02%, 7 — более 0,04%. Стрелками показано направление движения потока.

структуре и зависимость морфологии образующихся рудных тел от концентрации потока в вертикальных проницаемых структурах. На прогрессивном этапе рудообразования, когда ГТБ перемещается от магматического очага к поверхности, зона наиболее высоких содержаний металла приближена к внешнему фронту рудоотложения. Если процесс концентрации потока идет далее и достигает значительных величин в трещинных системах, то здесь создается обстановка, благоприятная для формирования рудных жил. Последние, как это наблюдается на многих рудных полях, в целом занимают более высокое гипсометрическое положение по отношению к вкрапленному оруденению и могут быть отнесены к продуктам минералообразования на выдвинутом ГТБ.

С другой стороны, имеются довольно многочисленные данные изотопного анализа, свидетельствующие об участии в рудообразующем процессе метеорных вод [Стабильные изотопы..., 1977; Сотников, Берзина, 1979; и др.].

В настоящее время участие метеорных вод в рудообразующем процессе при формировании медно-молибденовых месторождений в той или иной степени учитывается в большинстве качественных и количественных моделей. Это участие рассматривается с различных позиций. Рассмотрим

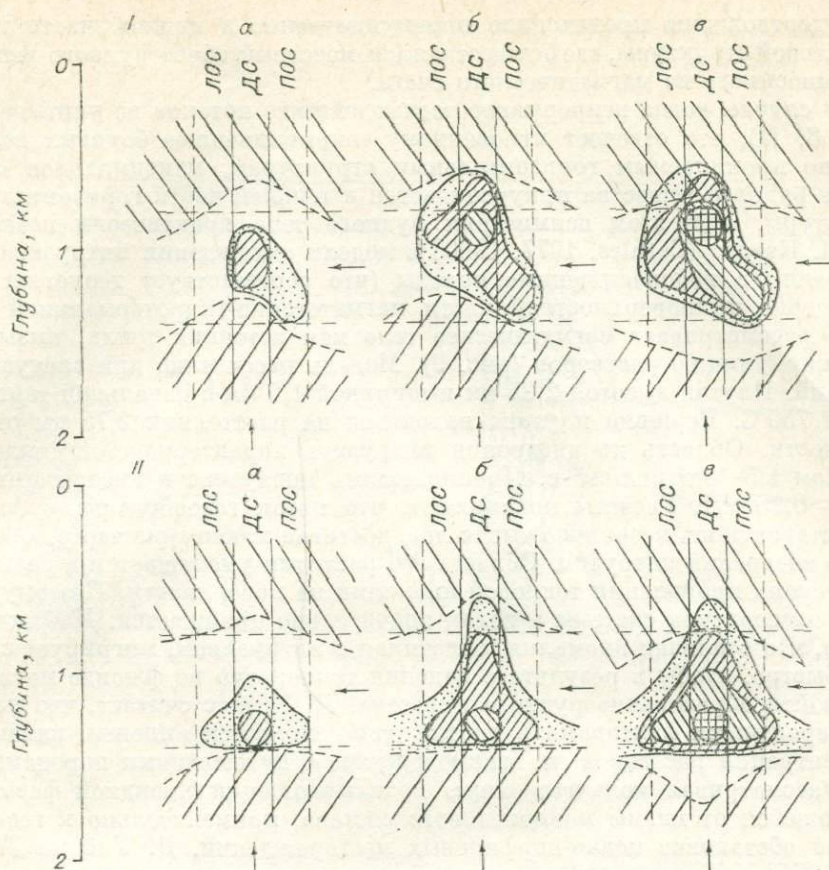


Рис. 8. Динамика развития рудного тела в дренирующей структуре при наличии бокового потока ($Q_{\text{фл.бок}} = 10^{-7}$ г/см²·с) метеорных вод (поперечное сечение) при $C_p = 0,01\%$ и $q_d = 0,001\%$ Мо. Усл. обозн. см. на рис. 7.

один из вариантов влияния бокового потока вод немагматического происхождения на рудоотложение в вертикальной дренирующей структуре. Если на некотором расстоянии от контакта интрузивного тела имеется горизонтальная проницаемая структура, по которой в гидротермальную систему поступают метеорные воды, то растворимость металла (C'_H) в некотором объеме можно найти из соотношения

$$C'_H = \frac{C_{\text{нв}}V_{\text{в}} + C_{\text{нг}}V_{\text{г}}}{V_{\text{в}} + V_{\text{г}}},$$

где $C_{\text{нв}}$ — рассчитанная растворимость металла в высокотемпературном восходящем гидротермальном потоке; $C_{\text{нг}}$ — то же, для горизонтального потока холодных метеорных вод; $V_{\text{в}}$ — скорость вертикального потока, $V_{\text{г}}$ — горизонтального.

Одновременно в модели учитывалось взаимодействие потоков: часть более мощного горизонтального потока выносилась вверх и по мере движения метеорных вод их влияние уменьшалось вплоть до нуля. Численные расчеты были сделаны для предельного случая, когда растворимость металла в боковом потоке равна 0. Результаты показаны на рис. 8, I (асимметрия рудного тела в поперечном сечении). В отличие от предыдущего случая здесь образуется новая зона рудоотложения в нижней части горизонтальной проницаемой структуры в месте пересечения ее с вертикальной структурой. Общее количество рудного вещества не меняется (по условию дополнительного притока металлов нет), но оно заметно перераспределяется в пространстве. В данном случае боковой поток играет роль дополнительного ГТБ. Если задавался более интенсивный боковой поток,

то рудоотложение происходило преимущественно в нижней части горизонтальной структуры, где осуществлялся массовый сброс рудного вещества, выносимого из магматического очага.

В случае, когда непрерывное взаимодействие потоков не учитывалось (рис. 8, II), что отвечает мгновенному «впрыскиванию» боковых вод по хорошо проницаемым горизонтальным структурам, максимальное отложение рудного вещества приурочивается к нижней части горизонтальной структуры. При этом асимметрия рудного тела практически исчезает.

Л. Катлес [Cathles, 1977, 1980] в модели охлаждения интрузива при внедрении в водонасыщенные породы (что соответствует геологической обстановке приповерхностной части магматогенно-гидротермальной системы) рассматривает магматическое тело как источник тепла, вызывающий циркуляцию растворов (рис. 9). Модель рассчитана для следующих условий. Плутон высотой 2,25 км и шириной 1,5 км с начальной температурой 750°C. Вершина плутона находится на расстоянии 2,75 км от поверхности. Область до внедрения интрузива характеризуется тепловым потоком $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Проницаемость интрузива и вмещающих пород — 0,25 мД. Расчеты показывают, что поток газообразных флюидов существует лишь несколько тысяч лет, достигая максимума через 5000 лет после внедрения интрузии. Область его развития уменьшается в размерах ко времени проявления тепловой аномалии на поверхности. К этому времени температура системы в целом значительно понижается. Из расчетов видно, что тепловая аномалия, связанная с интрузивом, мигрирует слишком быстро, чтобы в результате падения температур во флюиде могло бы произойти образование рудного вещества. Л. Катлес считает, что наиболее вероятными факторами рудоотложения являются кипение, изменение концентрации растворов и взаимодействие с вмещающими породами.

Рассматривая количественную модель эволюции флюидной фазы, отделяющейся от магмы мондонитового состава, применительно к геологической обстановке медно-порфировых месторождений, Д. Уайтни [Whitney, 1975] отмечает ведущую роль магмы как источника летучих и рудных компонентов. Вместе с тем он фиксирует, что смешение магматического флюида с метеорными водами оказывает большое влияние на дальнейшее развитие рудообразующего процесса. Возможность подобного смешения допускается автором только в верхней раскристаллизованной части интрузива. Однако имеются экспериментальные данные [Медно-молибденовая рудная формация..., 1977], свидетельствующие о поступлении рудных компонентов в зону расплава. На поступление в расплав газообразных растворов, обогащенных рудными компонентами, указывал еще В. А. Николаев [1955], отмечал возможность подобного механизма заимствования рудного вещества из вмещающих магматические образования пород. Участие магматической воды в доинтрузивное время в метеорном цикле предполагается [Batchelder, 1977] по результатам исследования изотопного состава биотита гранодиоритов месторождения Кошпер Каньон, Невада.

Анализу взаимодействия магматического флюида с грунтовыми водами посвящена динамическая модель Р. Хенли и А. Макнабба [Henley, McNabb, 1978], в которой рассматриваются (рис. 10, 11) три зоны геотермальной системы: 1) магматического флюида, отделяющегося от расплава; 2) высококонцентрированного раствора, конденсирующегося из магматического флюида; 3) «распыления» магматического флюида в грунтовых водах. Термальный профиль такой системы был рассчитан для условий: магматический источник находится на глубине 7 км; флюид с $T = 700^\circ\text{C}$ поступает в зону грунтовых вод с $T = 0^\circ\text{C}$ и поставляет 100 кг/с H_2O , 2% NaCl , равновесное содержание HCl , CO_2 , S-содержащие компоненты.

При $P > 500$ бар и $T > 600^\circ\text{C}$, согласно экспериментальным данным по $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ системе, NaCl -содержащий флюид, отделяющийся от расплава, будет состоять из двух фаз с преобладанием (по объему) газовой фазы малой плотности. В конвектирующей магматической колонне со-

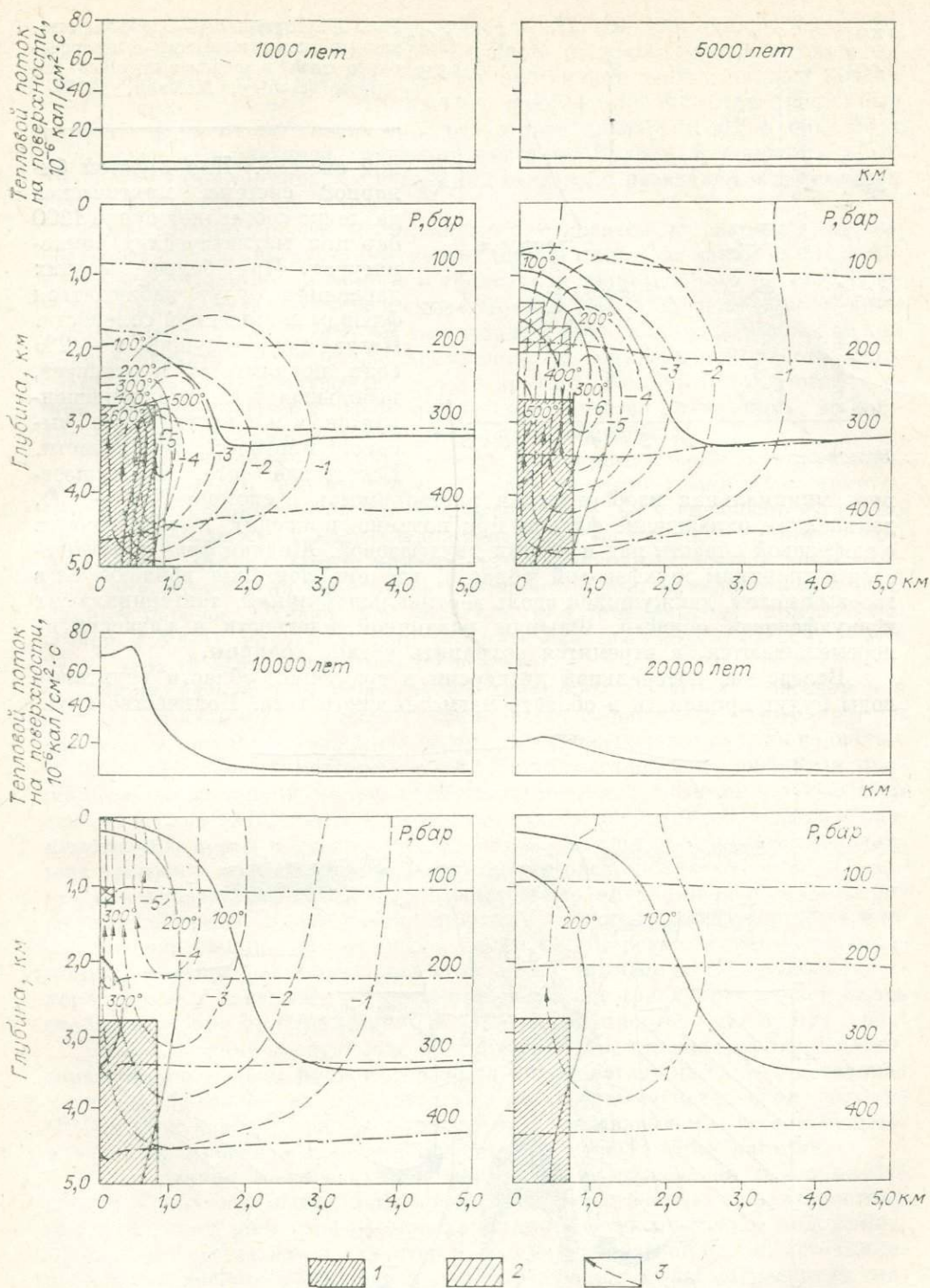


Рис. 9. Схема охлаждения интрузивного тела через 1000, 5000, 10 000 и 20 000 лет после внедрения в водонасыщенные породы [Cathles, 1980].

1 — интрузив; 2 — вода в газообразном состоянии; 3 — функция потока (в относительных единицах). Стрелками показано направление циркуляции.

левой флюид перемещается из нижних горизонтов в верхние (область вскипания) и выделяется в виде магматического флюида, проходя область субсолидуса. Фазовое разделение в такой системе происходит вследствие различной «плавучести» фаз. Двухфазовая область ограничена максимальной глубиной, соответствующей критическим условиям в многокомпонент-

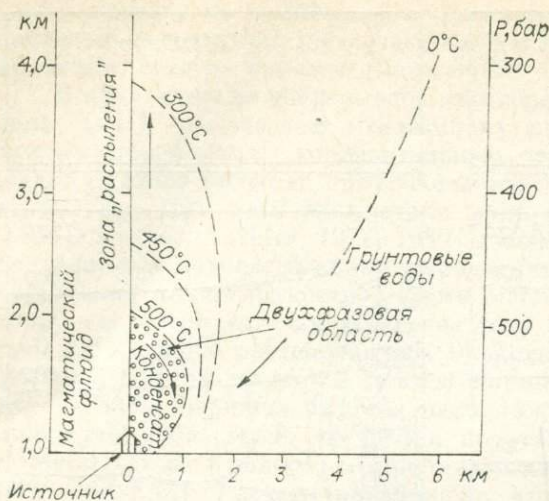


Рис. 10. Термальный профиль, вызванный поступлением магматического газа в водонасыщенные породы [Henley, McNabb, 1978].

ной системе. Для простой бинарной системы критическое давление составляет около 1200 бар при магматических температурах. При более высоких давлениях будут наблюдаться флюиды повышенной солености. Когда пар, несущий 1—2% соли, поднимается и остывает, небольшая часть его конденсируется в жидкость более высокой плотности и солености. Вследствие того, что существует минимальная изобарическая растворимость в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, дальнейшее охлаждение флюида при подъеме приводит к образованию однофазовой области над и вблизи двухфазовой. Жидкая фаза перемещается к границам двухфазовой области, где она повторно вовлекается в газовый поток, движущийся вдоль вертикальных линий, тангенциальных к двухфазовой области. Флюиды различной плотности и вязкости не перемешиваются, а стремятся сохранить четкие границы.

Вследствие латеральной дисперсии в граничной области грунтовые воды будут проникать в область магматического газа. Количество грун-

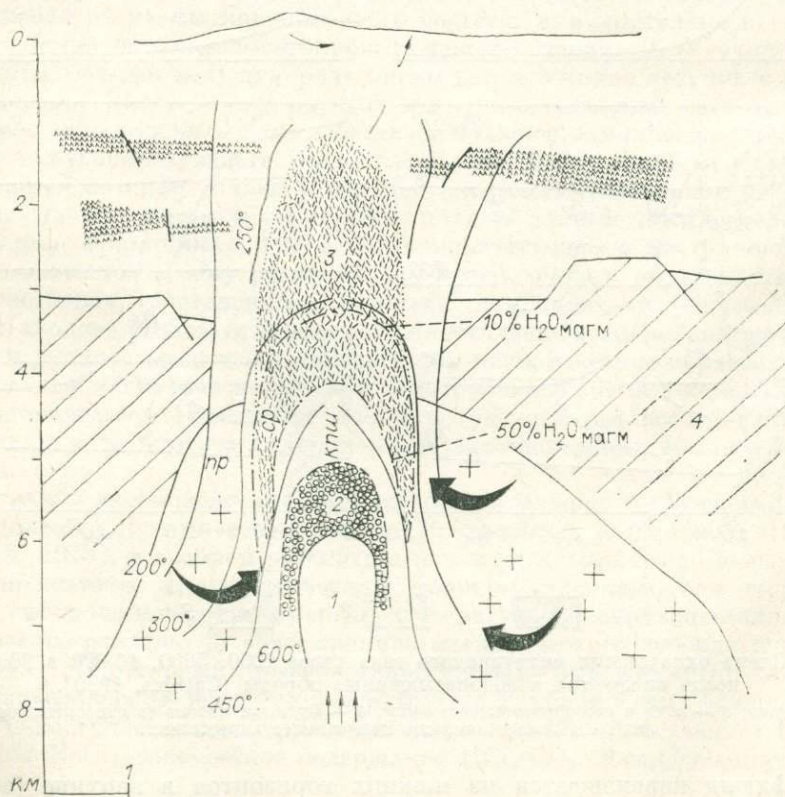


Рис. 11. Образование медно-порфировых месторождений по р. Хэнли и А. Макнэбу [Henley, McNabb, 1978].

1 — газ; 2 — газ + жидкость; 3 — область «распыления» магматического газа; 4 — вмещающие породы; пр — зона пропилизации; кпш — зона калиевого метасоматоза; ср — зона серицитизации и окварцевания;

товых вод, вовлекаемых в магматическую область, увеличивается в верхних горизонтах области, в конечном счете подавляя магматическую составляющую. Магматическая система поставляет тепло, рудные компоненты, серу, галоиды и т. д. Смещение флюидов происходит в трещинных потоках. Изменение солености в результате дисперсии тесно связано с соленостью окружающей грунтовой системы. Рудная зональность и зональность гидротермальных изменений связаны с развитием и затуханием потока магматического флюида.

Медно-молибденовые месторождения относятся к разряду крупнообъемных с запасами руды в сотни миллионов тонн. При такой их масштабности естественно стоит вопрос о транспорте значительного объема рудоносного раствора (в том числе и его метеорной составляющей). Необходимо также иметь в виду, что раствор должен быть доставлен в область широкого развития мелкой трещиноватости (до микротрещин, часто непосредственно не сообщающихся друг с другом). Количество крупных трещин, которые могли бы рассматриваться в качестве подводящих, во многих случаях ограничено и они достаточно разобщены.

В этих условиях, очевидно, особая роль принадлежит дренирующим, частично скрытым (без крупных зияющих трещин) трещинным структурам, составляющим как бы канву штокверковых тел и вмещающим рудные столбы. Здесь можно говорить о концентрации восходящего гидротермального потока структурами с пониженным давлением. В определенной степени для объяснения транспорта растворов можно привлекать и капиллярный перенос. Однако, как известно, при температурах, приближающихся к 300°C, роль капиллярного переноса заметно снижается, а при 374°C данный эффект практически исчезает.

Не исключено, что перемещение значительных объемов растворов в область относительно высоких температур и давлений стимулируется особыми условиями, возникающими при формировании штокверковых медно-молибденовых месторождений. Как известно, зоны развития прожилково-вкрапленной минерализации являются участками повышенной тектонической активности. Разрешение напряжений приводит здесь к разуплотнению пород и увеличению их объема за счет образования мельчайших трещин и пор. Это явление неупругого расширения вещества, известное как дилатансия, создает предпосылки для миграции растворов из окружающей среды. В ультразвуковом поле, образующемся в процессе массового разрешения тектонических напряжений, резко возрастает капиллярный перенос растворов, при этом он не лимитируется высокими температурами и давлением. Указанный механизм транспорта может иметь особое значение при вовлечении в эндогенный процесс метеорных вод.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что построение геолого-генетической модели рудной формации предполагает не только детальное изучение особенностей отдельных частей рудно-магматической системы (РМС), но и анализ всей системы в целом с выявлением и учетом существующей взаимосвязи и взаимозависимости между этими частями.

Обобщенная модель рудной формации, учитывающая совокупность самых общих признаков РМС, включает качественную характеристику определяющих элементов рудной формации (геотектоническое положение; рудоносный магматизм и характер рудно-магматической связи; источники, состав и транспорт растворов и рудообразующих веществ; развитие гидротермально-метасоматического процесса и рудоотложения в относительно малоглубинных условиях и т. д.).

Конкретизированные модели учитывают внутриформационную изменчивость определяющих элементов рудной формации, отражая особенности развития РМС в зависимости от типа тектоносферы, положения в ней рудогенерирующего магматического очага и других параметров, имеющих преимущественно региональный характер.

Построение геолого-генетической модели месторождения, а тем более рудной формации встречает значительные затруднения. Несмотря на огромное количество работ, посвященных всестороннему изучению рудо-

образующего процесса в рудных полях медно-молибденовых месторождений, многие его стороны продолжают оставаться неясными. Особенно это касается ненаблюдаемых глубинных явлений. В связи с этим математическое моделирование открывает новые пути для количественной характеристики рудогенезиса, поскольку дает возможность в пределах единой модели связать имеющиеся относительно разрозненные факты и объединить их общим механизмом развития магматогенной гидротермальной системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Агеева С. Т. Палеотектоническая позиция палеозойских районов медно-порфирового оруденения.— Сов. геология, 1979, № 8, с. 59—66.
- Голубев В. С. Некоторые положения теории гетерогенных процессов геохимической миграции.— В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971, с. 23—39.
- Калинин А. С., Сотников В. И. Новые аспекты формационного анализа эндогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1982, № 5, с. 33—44.
- Калинин А. С., Сотников В. И., Берзина А. П. Гидродинамическая и температурная модель магматогенной гидротермальной системы молибденовых месторождений (моделирование с помощью ЭВМ).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1230—1234.
- Калинин А. С., Сотников В. И., Колонин Г. Р., Берзина А. П. Модель геохимического температурного барьера медно-молибденового месторождения (моделирование с помощью ЭВМ).— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 962—965.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах.— Геохимия, 1978, № 9, с. 1293—1321.
- Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В., Битейкина Р. П. Об условиях образования молибденита и повеллита из гидротермальных растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1975, с. 27—32.
- Кривцов А. И. Типы районов медно-порфирового оруденения.— Геол. рудных месторожд., 1977, № 4, с. 3—20.
- Лаптев Ю. В. Условия образования молибденита и повеллита в гидротермальных растворах (по экспериментальным и расчетным данным). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976. 28 с.
- Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов)/ В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др. Новосибирск: Наука, 1977. 422 с.
- Николаев В. А. О процессах осмотической дистилляции и растворения газовой фазы в силикатных системах.— Записки ВМО, 1955, ч. 84, № 4, с. 289—304.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 271 с.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
- Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 201 с.
- Рябчиков И. Д., Орлова Г. П., Ефимов А. С., Каленчук Г. Е. Медь в системе гранит — флюид.— Геохимия, 1980, № 9, с. 1320—1326.
- Сотников В. И., Берзина А. П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений (по изотопным данным).— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 15—32.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Шугурова Н. А., Моторина И. В. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 209—219.
- Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. 597 с.
- Barnes H. L., Czamanske G. K. Solubilities and transport of ore minerals.— In: Barnes H. L., ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Holt, Rinehart and Winston. 1967, p. 334—381.
- Burnham C. W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage.— In: Barnes H. L., ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Holt, Rinehart and Winston. 1967, p. 34—76.
- Cathles L. M. An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling.— Econ. Geol., 1977, v. 72, N 5, p. 804—826.
- Cathles L. M. Modeling hydrothermal ore deposit genesis.— Earth and Mineral Sci., 1980, v. 49, N 5, p. 54—57.
- Clark K.F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America.— Econ. Geol., 1972, v. 67, N 6, p. 731—758.
- Batchelder J. Light stable isotope and fluid inclusion study of the porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada.— Econ. Geol., 1977, v. 72, N 1, p. 60—70.
- Crerar D. A., Barnes H. L. Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200° to 350°C.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 4, p. 772—794.

- Feiss P. G. Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 3, p. 397—404.
- Henley R. W., McNabb A. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 1, p. 1—20.
- Hollister V. F. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits.— *Minerals Sci. Engng.*, 1975, v. 7, N 3, p. 225—233.
- Hollister V. F. Porphyry copper-type deposits of the Cascade volcanic arc, Washington.— *Minerals Sci. Engng.*, 1979, v. 11, N 1, p. 22—35.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits.— *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 4, p. 373—408.
- Norton D. Source-lines, source-regions and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 1, p. 21—28.
- Phillips W. J. Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore deposits.— *Inst. Mining Metallurgy Trans.*, sec. B, 1973, v. 82, p. B90—98.
- Sillitoe R. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 184—197.
- Sillitoe R. The tops and bottoms of porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, N 6, p. 799—815.
- Wallace S. R., MacKenzie W. B., Blair R. G., Muncaster N. K. Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of those at Climax, Colorado.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 3, p. 325—368.
- White D. E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 5, p. 954—973.
- Whitney J. A. Vapor generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model application to porphyry copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1975, v. 70, N 2, p. 346—358.

И. Г. ПАВЛОВА

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МОЛИБДЕНОВО-МЕДНЫХ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большой фактический материал по геологии молибденово-медных порфировых месторождений, именуемых ниже для краткости медно-порфировыми, а также результаты разносторонних лабораторных исследований минералов руд и гидротермальных пород рассматриваемых месторождений открыли большие возможности для разработки типовых моделей этой формации. Благодаря хорошей изученности медно-порфировые месторождения могут служить своеобразным эталоном для всей группы «порфировых месторождений», к которой кроме медно-молибденовых в последние годы стали относить молибденовые, оловянные, свинцово-цинковые и некоторые другие типы [Ициксон, Евстрахин, 1980].

Условия образования медно-порфировых месторождений — физико-химические параметры процессов рудообразования, температуры гомогенизации газово-жидких включений, результаты изотопных исследований и др., — широко отражены в работах многих исследователей (Е. В. Пучков, И. М. Голованов, В. С. Попов, В. И. Сотников, А. П. Берзина, Д. Уайт, Р. Силлитое и др.).

Используя опубликованные данные и результаты личных исследований, ниже кратко резюмируем современные представления и главные собственные выводы по вопросам генезиса медно-порфирового оруденения, которые и явились основой при построении геолого-генетических моделей этих месторождений.

Формирование медно-порфировых месторождений происходит в широком диапазоне температур: от 600—700 до 50°C. Однако основные минеральные парагенезисы, определяющие «лицо» медно-порфировых месторождений, образуются в интервале температур 400—200°C. Установлено, что в ходе процесса рудообразования неоднократно возобновлялись высокотемпературные условия. Это, очевидно, можно объяснить поступлением новых порций минералообразующих растворов, связанных с неоднократными импульсами тектонических подвижек.

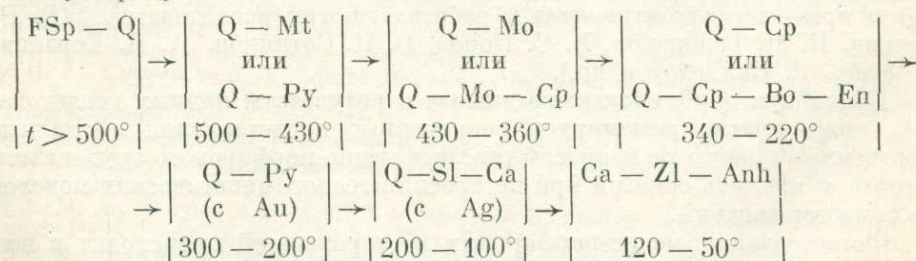
Формирование месторождений происходит при резких перепадах давлений. Барометрия включений дает цифры от 100 до 2000 атм, хотя глубины формирования месторождений по геологическим данным не соответствуют таким высоким давлениям.

Движение растворов, с учетом работ А. Г. Бетехтина, Д. В. Рундквиста, Д. Уайта и др., рассматривается по схеме: трещинообразование — падение давления — всасывание растворов из окружающих толщ, затем перемещение растворов по трещинам в вышележащие горизонты — растекание — постепенное увеличение давления — и вновь импульс трещинообразования с той же циркуляцией. Принимая во внимание участие поверхностных вод в процессах минералообразования, намеченная схема дополняется еще одним звеном: поступление растворов на верхние горизонты, смешивание их с вадозовыми водами, прослеживание в стороны от активных магматических центров на более глубокие горизонты; подогрев, смешивание с водами более глубинной циркуляции; вновь всасывание при новом акте трещинообразования.

Состав растворов, взятый суммарно в трещинах и вмещающих породах, эволюционировал в соответствии с общей схемой изменения щелочности-кислотности растворов, разработанной Д. С. Коржинским, В. А. Жариковым: от ранних щелочных (образование ортоклазовых, кварц-ортоклазовых, ортоклаз-биотитовых метасоматитов) к кислотным (развитие кварцевых, кварц-серицитовых метасоматитов) и далее к нейтральным и поздним щелочным (формирование халцедон-кальцитовых, цеолитовых, ангидритовых прожилков). Судя по составу флюидных включений, растворы обладали высоким содержанием анионов CO_2 , SO_4 , Cl , в отдельных случаях F , V ; щелочность растворов создавалась главным образом за счет K и Na .

По вопросу об источнике вещества — рудных и петрогенных элементов, характерных для медно-порфировых месторождений, автор разделяет точку зрения о заимствовании этих элементов, с одной стороны, из вмещающих пород с выщелачиванием и последующим переотложением гидротермальными растворами, с другой — о частичном привносе из магматического очага рудоносными флюидами, которые, смешиваясь с метеорными водами, формируют гидротермальную систему. Схема заимствования элементов из различных источников хорошо увязывается с общими представлениями, развиваемыми в последние годы в работах Ф. В. Чухрова, Г. М. Власова, В. Ф. Барабанова, Дж. Риджа и др.

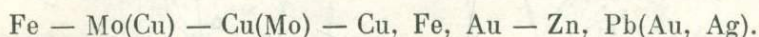
При изучении месторождений установлено, что последовательность образования рудных и нерудных минералов и их ассоциаций выдерживается на многих объектах. Общая схема типовой последовательности главных стадий и температур минералообразования молибденово-медных месторождений, составленная с использованием данных Е. В. Пучкова, И. М. Голованова, Г. О. Пиджяна, С. Т. Бадалова, автора и др., соответствует ряду:



Следует отметить, что наряду со стадийностью существенное значение имеет и фаціальная изменчивость, приводящая к единовременному (одноактному) образованию различных рудных парагенезисов в разных зонах месторождений, что показали С. Н. Гаврикова, И. М. Юдин [1966] на примере изучения Коунрадского месторождения, А. П. Берзина [1967] — при изучении Сорского месторождения. При этом основной принцип про-

пространственной (фациальной) зональности, как правило, соответствует временной (стадийной) зональности. В отличие от широко распространенного представления о стадийности как о процессе, при котором каждая стадия минерализации приводит к возникновению новых минеральных парагенезисов, возможно принципиально иное толкование стадийности, а именно: как пульсационного процесса, одновременно проявляющегося в среде одних и тех же минеральных образований, но приводящего к их неоднократному перераспределению с новой группировкой в виде парагенезисов. При таком подходе процессы сегрегации выступают в медно-порфировых месторождениях (как и в других типах) в качестве факторов, преобразующих малоценные в практическом отношении породы или бедные руды в более богатые, имеющие промышленное значение.

В медно-порфировых месторождениях сохраняется устойчивая горизонтальная и вертикальная первичная зональность оруденения, выражающаяся в смене молибденовой минерализации медно-молибденовой, медной, свинцово-цинковой как в плане, по направлению от центральной к периферической частям рудных штоков, так и по вертикали — снизу вверх по восстанию рудных тел. Для медно-порфировых месторождений зональность является столь характерным и выдержанным признаком, что для всех месторождений ее можно представить одним (единым) рядом:



Из сопоставления рядов зональности разных месторождений следует, что они отличаются по интенсивности проявления начальных и конечных членов, но для всех месторождений можно отметить одну общую закономерность: обогащение внутренних зон главными минералами и элементами, а внешних — второстепенными. Вертикальная зональность, установленная на многих медно-порфировых месторождениях, характеризуется относительным возрастанием с глубиной роли Mo по сравнению с Cu, что является, видимо, общей закономерностью, не зависящей от абсолютного содержания этих минералов в данном месторождении и сохраняющейся во многих молибденовых и медных месторождениях.

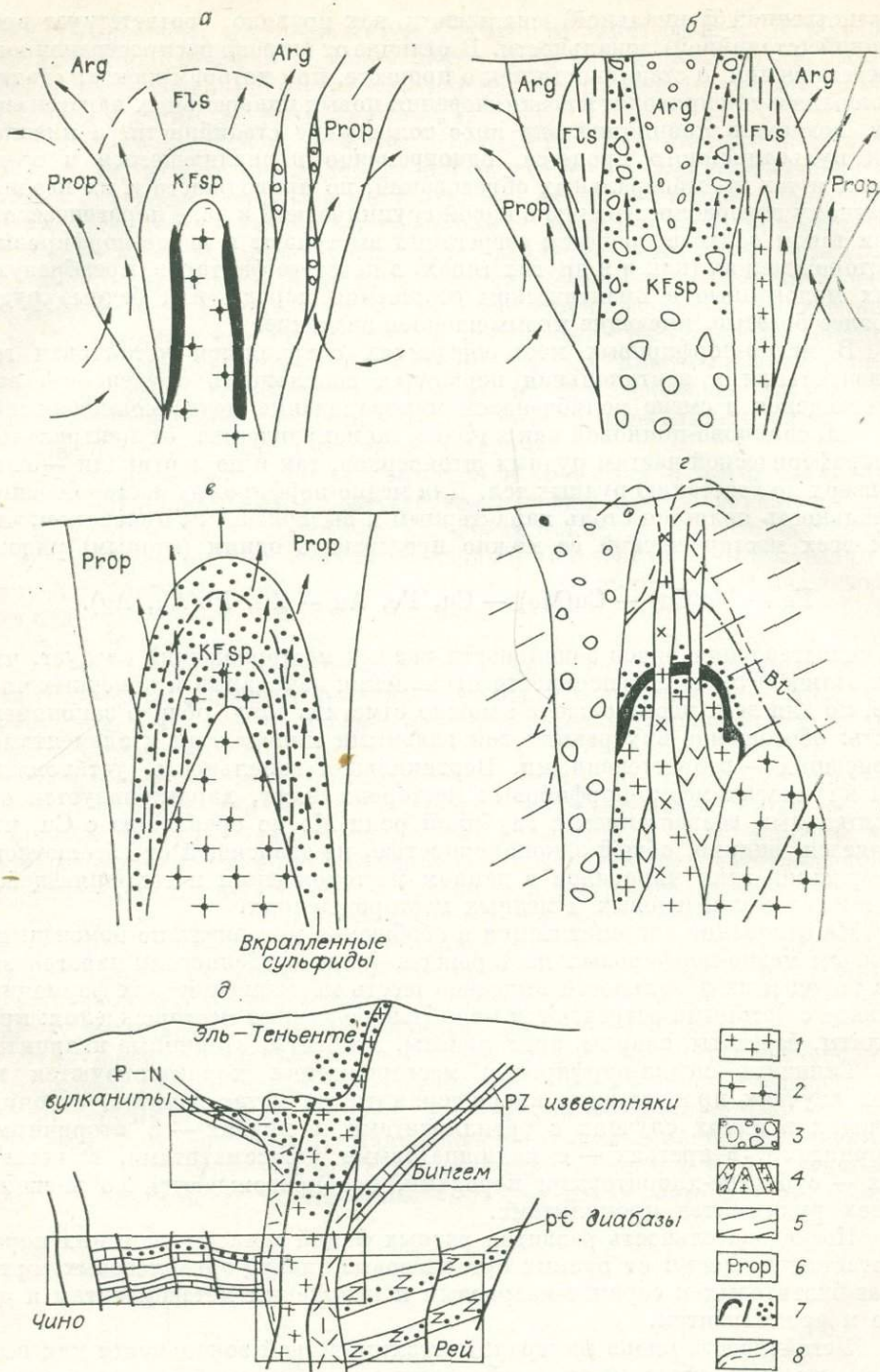
На основании систематизации и обобщения материала по измененным породам медно-порфировых месторождений, по особенностям парагенезисов пород и их зональности выделено шесть метасоматических формаций, в связи с которыми встречаются молибденово-медные месторождения: пропилиты, березиты, скарны, аргиллизиты, гумбеиты, вторичные кварциты.

Типичные медно-порфировые месторождения характеризуются во всех случаях присутствием кварц-серицитовых метасоматитов, ассоциирующих в одних случаях с аргиллизитами, в других — с вторичными кварцитами, в третьих — с калишпатовыми метасоматитами, в четвертых — с биотит-хлоритовыми породами, и сопровождаются во внешних зонах рудных тел пропилитами.

Последовательность развития разных фаций метасоматических пород соответствует ряду: от ранних ортоклазовых, кварц-ортоклазовых, ортоклаз-биотитовых к серицит-кварцевым и кварцевым метасоматитам и далее к аргиллизитам.

Устойчивость рядов минералого-геохимической зональности для всех формационных типов медно-порфировых месторождений свидетельствует о закономерной эволюции рудно-магматической системы, в которой развивается оруденение.

Следует отметить, что идея о правомерности выделения и рассмотрения рудно-магматических систем при обсуждении вопросов генезиса и построении моделей медно-порфировых месторождений получает в последние годы все большее признание. Эта идея нашла широкое отражение в работах Р. Силлитоу, Г. М. Власова и др. Главным признаком рудно-магматической системы, по Г. М. Власову [1980], является закономерное пространственное положение в них магматических образований, руд, гидротермально измененных пород, специфичность рудных формаций.



Представления о рудно-магматических системах хорошо увязываются с идеями, развиваемыми физико-химиками и петрологами о закономерных эволюционных сериях магматических и метасоматических пород (В. А. Жарпков, А. А. Маракушев и др.). В этом отношении медно-порфировые месторождения позволяют отчетливо проследить взаимосвязь магматических и метасоматических пород, установить общую эволюционную направленность процесса их образования и отразить все эти особенности в геолого-генетических моделях.

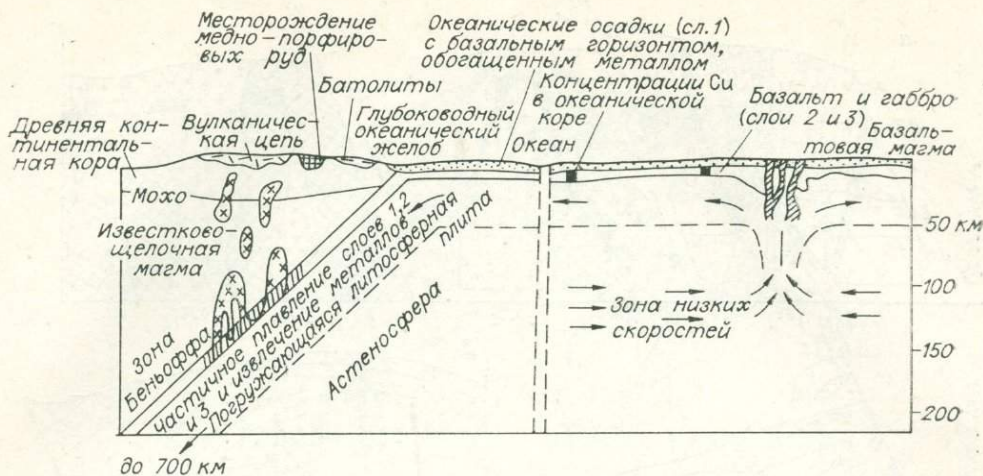


Рис. 1. Модели медно-порфировых месторождений в интерпретации разных авторов; а, б — [Lowell, Guilbert, 1970]; в — [Hollister, 1975]; г — [Shutherland-Braun, 1971]; д — [James, 1971]; е — [Sillitoe, 1972].

1 — гранодиориты, диориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — брекчии; 4 — дайки; 5 — вмещающие породы — довулканическое основание; 6 — измененные породы; 7 — оруденение; 8 — границы зон.

Изложенные выше генетические представления были приняты за основу при построении моделей. В лаконичной форме они подытожены В. И. Смирновым [1979], который следующим образом описал «генеральную модель» их развития. Из глубинного очага щелочной гранитной магмы внедряется последовательная серия магматических расплавов, формирующих колонну глубинно-магматических, субвулканических, а при достижении поверхности Земли — и вулканических образований. При остывании как в магматических, так и в прорываемых ими породах возникают разуплотненные зоны трещиноватости и брекчирования. Эти магматические образования застывают на малых глубинах при температуре около 600°C. Застывание глубинного магматического очага происходит позднее при более высокой температуре (900°C). В этих условиях от магмы отделяются рудоносные флюиды, которые смешиваются с нисходящими поверхностными водами и формируют гидротермальную систему. Процесс отделения летучих от магматического очага может происходить в несколько импульсов.

В настоящее время для медно-порфировых месторождений предложено большее число моделей [Lowell, Guilbert, 1970; James, 1971; Hollister, 1975; Sillitoe, 1972; и др.], частично представленных на рис. 1.

Если понимать модель как итоговое представление о формировании месторождений в типовых геологических обстановках, то целесообразно выделять модели нескольких масштабов, соответствующие: 1 — месторождению, 2 — рудному полю, 3 — рудной и металлогенической зонам. Каждая из указанных моделей отражает разные стороны общего процесса формирования оруденения.

Модели типовых месторождений, в которых образование оруденения рассматривается в интервале времени миллионы — первые десятки миллионов лет, основываются на обобщении данных по хорошо изученным объектам конкретных регионов. Схема формирования оруденения при построении этих моделей изложена выше.

На рис. 1 к этому типу могут быть отнесены модели Д. Ловелла и Д. Джилберта, В. Холлистера (случаи а, б, в).

В моделях рудных полей, формирующихся в более продолжительные интервалы времени, соответствующие образованию рудоносных интрузий, магматических комплексов и связанного с ними оруденения, находят отражение более региональные рудоконтролирующие факторы. Направ-

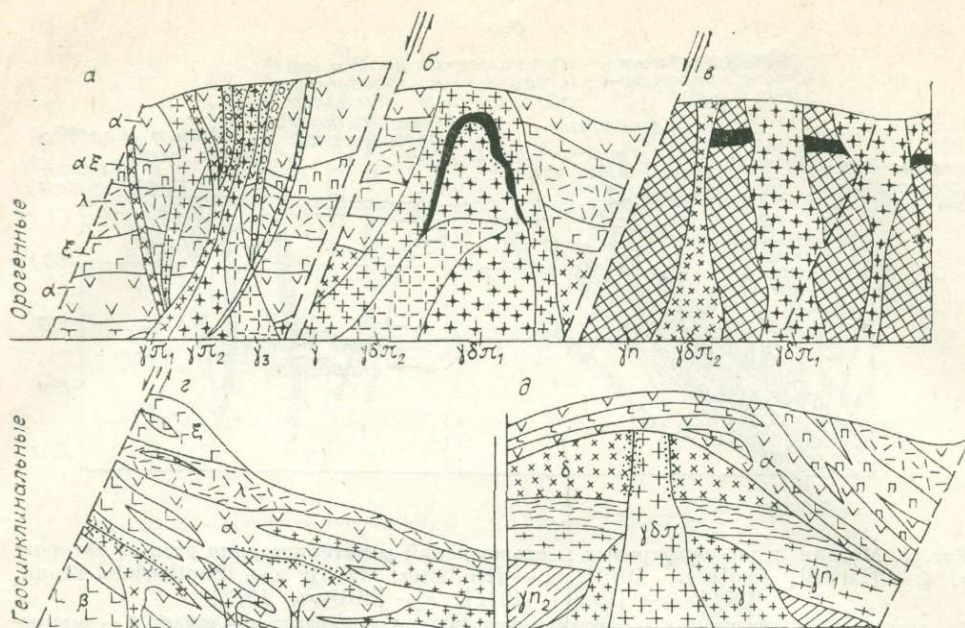


Рис. 2. Принципно возможные случаи развития порфировых интрузий и проявляющегося в связи с ними медно-порфирового оруденения: а, в — среди вулканических пород, близких по возрасту к порфировым интрузиям; б, д — среди интрузивных пород более ранних фаз; в — среди метаморфических пород (α — андезиты, β — базальты, ξ — дациты, δ — диориты, γ — граниты, λ — липариты, μ — порфиры, $\gamma п$ — гнейсы).

ленность развития процессов во времени в моделях этого типа рассматривается по схеме: вулканизм — магматизм — брекчирование — метасоматизм — развитие даек — оруденение. Каждый процесс мог проявляться как неоднократно, так и редуцированно или совсем выпадать (например, брекчирование или развитие даек). К моделям этого типа на рис. 1 можно отнести модели Д. Джеймса и А. Сутерланд-Брауна (случаи в, д).

В моделях рудных зон образование оруденения рассматривается в интервале времени десятки — сотни миллионов лет. По вертикали они охватывают всю рудообразующую систему. К этому типу можно отнести модели Р. Силлитоу (см. рис. 1, е), Г. М. Власова и др.

В указанных трех группах моделей в разных масштабах отражены факторы зональности оруденения и метасоматически измененных пород, стадийности и этапности оруденения.

Разнообразие формационных типов медно-порфировых месторождений, возникающих в разных типовых обстановках, которые представлены в таблице (см. вкладку), говорит о том, что одна модель не может охватить все месторождения, в связи с чем при построении моделей необходимо принимать во внимание особенности отдельных типов [Павлова, 1978].

Автором разрабатывались модели для двух наиболее контрастных по геологическим обстановкам образования группы медно-порфировых месторождений, которые можно рассматривать как самостоятельные рудные формации (рис. 2): 1 — возникающих на геосинклинальной стадии в пределах островных дуг, на уровне глубинных региональных базисов эрозии; 2 — формирующихся на орогенной стадии, в пределах интрузивно-вулканогенных поясов в условиях континентального режима (см. таблицу).

Из геологических особенностей для этих двух групп при построении модели учитывались следующие: связь с вулканизмом и интрузивным магматизмом определенных формаций и фаций глубинности, состав и зональность руд и метасоматитов, особенности вмещающих пород и другие признаки, отраженные в таблице.

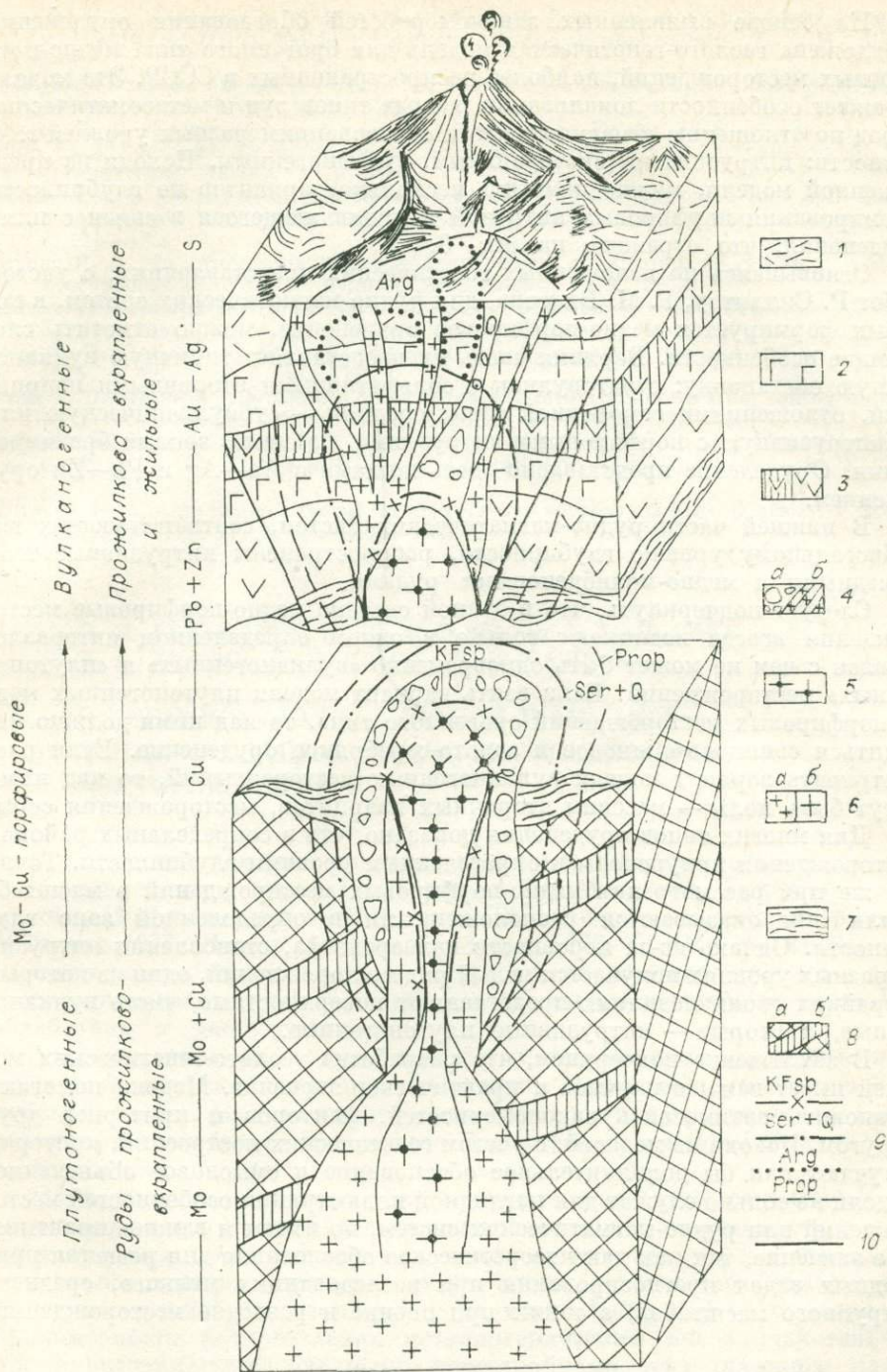


Рис. 3. Модель рудно-магматической системы, отражающая особенности локализации разных типов руд и метасоматических пород орогенных медно-порфировых месторождений по отношению к магматическим образованиям разных уровней глубинности (интрузивным, экструзивным, вулканогенным). Составлена с использованием данных Р. Силитоу, А. Сутерланд-Брауна и др.

1—3 — вулканические породы (1 — липариты, 2 — базальты, 3 — андезиты); 4 — брекчии (а) и дайки (б); 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — гранодиориты (а — мелко-, б — среднезернистые); 7 — кристаллические сланцы; 8 — гнейсы (а) и диориты (б); 9 — границы зоны (Arg — аргиллизиты и вторичные кварциты; Ser+Q — кварц-серпентиновые метасоматиты; KFsp — калишпатовые метасоматиты; Prop — пропициты); 10 — разломы.

На основе выявленных закономерностей образования оруденения предложена геолого-генетическая модель для орогенного типа медно-порфировых месторождений, наиболее распространенных в СССР. Эта модель отражает особенности локализации разных типов руд и метасоматических пород по отношению к магматическим образованиям разных уровней глубинности: интрузивным, экструзивным, вулканогенным. Исходя из предложенной модели, можно наметить несколько вариантов по глубинности формирования порфировых интрузий и проявляющегося в связи с ними оруденения, что отражено на рис. 3.

Основываясь на изложенных генетических представлениях, с учетом работ Р. Силлитоу, Г. М. Власова, для рудно-магматических систем, в которых формируется медно-порфировое оруденение, можно отметить следующие особенности. Верхняя часть их представляет типичную вулканогенную обстановку: стратовулкан с сольфатарными вторичными кварцитами, отложениями самородной серы; средняя — субвулканическую или субинтрузивную с порфировыми интрузиями, дайками, зонами брекчирования. Оруденение представлено здесь жилами с Au—Ag и Pb—Zn оруденением.

В нижней части рудно-магматических систем, соответствующих гипабиссальному уровню глубинности, распространены интрузивные тела с медными и медно-молибденовыми рудами.

Следует подчеркнуть, что в единой системе медно-порфировые месторождения всегда возникают только в одном определенном интервале, в связи с чем не может быть одновременно «вулканогенных» и «плутоногенных» месторождений. Если взять вариант модели плутоногенных медно-порфировых месторождений орогенного типа, то над ними должно находиться свинцово-цинковое и золото-серебряное оруденение. Если рассматривать вариант модели вулканогенных месторождений, то над ними могут быть поля — массивы вторичных кварцитов, месторождения серы.

Для многих типов оруденения доказано, что в сопредельных районах месторождения приурочены к определенным уровням глубинности. Точно так же при рассмотрении медно-порфировых месторождений в масштабе Земли они оказываются расположенными в определенной зоне глубинности. Однако из-за неровности палеорельефа, становления интрузий на разных уровнях получается целый ряд месторождений, одни из которых в крайних своих позициях представляют поверхностные, чисто вулканогенные, а вторые — интрузивные плутоногенные.

В заключение подчеркнем, что разработка геолого-генетических моделей имеет важное научное и практическое значение. Модели помогают установить взаимосвязь закономерностей, факторов и критериев друг с другом. Исходя из моделей, с учетом генетических построений, критерии получают как бы дополнительное обоснование и смысловое объяснение. Модели не только служат для наглядной иллюстрации особенностей месторождений или рудно-магматических систем, но имеют и важное практическое значение, так как дают теоретическое обоснование для решения прикладных задач прогнозирования при исследованиях мелкого, среднего и крупного масштабов, а также при оценке и разведке месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзина А. П. Гидротермальные изменения пород Сорского и Жирекенского молибденовых месторождений и особенности их генезиса. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967. 23 с.
- Власов Г. М. О принципах выделения магматогенно-рудных систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 3—10.
- Власов Г. М. Вопросы изучения медно-порфировых месторождений. — Сов. геология, 1980, № 10, с. 122—129.
- Гаврикова С. Н., Юдин И. М. Метасоматическая зональность медно-молибденовых руд месторождений Коунрад и Карабас. — Геол. рудных месторожд., 1966, № 5.
- Ицксон М. И., Евстрахин В. А. О порфировых месторождениях. — Разведка и охрана недр, 1980, № 7.

- Кривцов А. И., Максеева И. Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Т. 2. М., 1981. 133 с.
- Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов). Новосибирск: Наука, 1977. 423 с.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 276 с.
- Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Рундквист Д. В. Об изучении динамики развития геологических процессов при металлогенических исследованиях. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1972, т. 178, с. 174—182.
- Смирнов В. И. На пятом симпозиуме международной ассоциации по генезису рудных месторождений. — Геол. рудных месторожд., 1979, № 2.
- Hollister V. F. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. — *Miner. Sci. and Eng.*, 1975, v. 7, N 3, p. 225—233.
- James A. H. Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 1, p. 43—47.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 4, p. 373—409.
- Shutherland-Braun A., Cathro R. I., Pantefeev A., Ney C. S. Metallogeny of the Canadian Cordillera. — *The Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, 1971, v. 64, N 709, p. 37—61.
- Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 184—197.

В. И. РЕХАРСКИЙ, Л. Н. ВАРЬЯШ, В. П. КАПСАМУН,
В. А. КУДРИН, Л. П. НОСИК, Ю. Н. ПАШКОВ

О ГЕНЕЗИСЕ МОЛИБДЕНОВОЙ И МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблеме генезиса медно-молибденовых месторождений посвящена обширная литература [Голованов, 1972; Мовсесян, Исаенко, 1974; Павлова, 1978; Покалов, 1972; Попов, 1977; Медно-молибденовая рудная формация, 1977; Интрузии..., 1975; Moore, 1973; Sillitoe, 1972]. Но отдельные вопросы генезиса молибденовой и медной минерализации в процессе формирования медно-молибденовых месторождений недостаточно разработаны и дискуссионны.

Известно, что медно-молибденовые месторождения формировались на различных этапах эволюции земной коры. Наиболее крупными по масштабам являлись фазы массового рудообразования, развившиеся в конце раннефанерозойского и особенно позднефанерозойского металлогенических циклов.

Месторождения тяготеют главным образом к Тихоокеанскому, Средиземноморскому, Урало-Монгольскому поясам и располагаются в пределах крупных металлогенических зон. Геолого-структурное положение зон с разновозрастным оруденением различно. Это особенно показательно для металлогенических зон ранне- и позднефанерозойского возраста. Закономерности распределения металлогенических зон в значительной мере определялись глобальными перестройками тектонического плана земной коры, которые интенсивно происходили в раннемезозойское время.

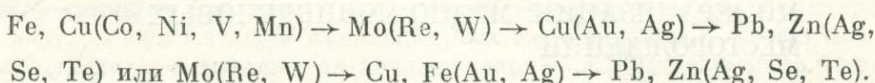
В металлогенических зонах, в которых интенсивно проявлена медно-молибденовая минерализация, широко распространены различного состава интрузивные и эффузивные породы, осадочно-метаморфические толщи, а также специфические гидротермально-метасоматические формации.

Важной особенностью медно-молибденовой минерализации является ее приуроченность к пестрой по составу серии интрузивных дифференциатов с широким распространением порфиров. Формированию этих интрузивных пород предшествовал вулканизм, представленный породами преимущественно андезитового состава. Рудная минерализация ассоциируется с многофазовыми интрузиями, в которых широко развиты гиб-

ридные фации. Ранние фазы представлены габбро, диоритами, монцонитами; затем следуют гранодиориты и граниты; процесс заканчивается образованием даек аплитов и аплит-пегматитов. Более поздним является комплекс малых интрузий, преимущественно среднего состава, среди которых особенно показательны монцонит-порфиры. Высокие содержания молибдена характерны для поздних кислых магматических дифференциатов, обогащенных кремнием, алюминием и щелочными металлами. Медь концентрируется в средних и основных породах. В ассоциации с молибденом чаще всего встречаются вольфрам, олово, уран, бор, бериллий, а с медью — железо, цинк, титан, кобальт, никель.

Из осадочно-метаморфических пород в металлогенических зонах широко развиты амфиболиты, гнейсы, сланцы. Последние нередко обогащены органическим веществом. В осадочно-метаморфических породах в повышенных количествах зачастую находятся молибден и медь, а также ванадий, цинк, свинец, железо, кобальт, никель и другие рудные элементы.

Гидротермально-метасоматические формации на медно-молибденовых месторождениях представлены главным образом формациями, преимущественно связанными с гранитоидными и реже другими группами изверженных пород. Молибденовая минерализация ассоциируется с полевошпат-кварцевой, амфибол-биотитовой, кварц-серицитовой, березитовой формациями, а медь — с кварц-серицитовой, скарновой, амфибол-биотитовой, проилитовой, березитовой и аргиллизитовой. Намечается достаточно определенная последовательность накопления рудных элементов в процессе рудообразования, которая может быть представлена в следующем виде:



Соотношения между молибденом и медью на каждом медно-молибденовом месторождении находятся в прямой зависимости от интенсивности и экстенсивности развития в процессе его образования главных гидротермально-метасоматических формаций, с которыми преимущественно ассоциируется молибденовая и медная минерализация.

Отмеченные общие геолого-геохимические особенности медно-молибденовых месторождений послужили основой для дальнейших исследований, направленных на уточнение особенностей связи оруденения с определенными гидротермально-метасоматическими формациями, на выяснение положения рудной минерализации в магматическом и постмагматическом процессах, источников рудного вещества, форм переноса и условий концентрации молибдена и меди. В качестве главных объектов для решения поставленных задач были выбраны хорошо изученные представители медно-молибденовых месторождений: Каджаран и Кальмакыр, расположенные соответственно в Памбак-Зангезурском и Алмалыкском рудных районах.

Выполненные нами на этих месторождениях комплексные геолого-геохимические исследования позволили установить, что главной продуктивной гидротермально-метасоматической формацией в отношении молибденового оруденения является полевошпат-кварцевая; подчиненную роль играли амфибол-биотитовая, кварц-серицитовая (табл. 1). Полевошпат-кварцевая формация представлена кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми метасоматитами; кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками. Для внутренних зон метасоматитов характерны ассоциации калиевого полевого шпата, серицита, кварца; калиевого полевого шпата, реже альбита, и кварца. Основной рудный минерал — молибденит. Особенностью минерализующих растворов этой формации, по данным термобарогеохимических исследований, является присутствие в газовой-жидких включениях самостоятельной фазы жидкой углекислоты. Общее количество ее варьирует от 7 до 12 мол. %. Иногда в этих же вклю-

Гидротермально-метасоматические формации

Формация	Главные рудные элементы	Формация	Главные рудные элементы
Скарновая	Fe, Cu	Тальк-карбонатная	Cu (?)
Амфибол-биотитовая	Mo, Cu	Кварц-серицитовая	<u>Cu, Mo</u>
Полевошпат-кварцевая	<u>Mo, Cu</u>	Березитовая	Pb, Zn, Cu
Пропилитовая	Cu	Аргиллитовая	—

Примечание. Формации расположены сверху вниз в порядке их образования. Подчеркнуты рудные элементы основных продуктивных формаций.

чениях идентифицируется галит. Суммарная концентрация растворов, полученная на основе криометрических замеров и температуры растворения NaCl, достигает 120—150 г/л, но при отсутствии минерала-узника обычно не превышает 50—70 г/л. Температура образования рассматриваемой формации, по данным гомогенизации включений с учетом поправок на концентрацию растворов и давление, составляет 270—420°C; давление ~0,8 кбар.

Медная минерализация характерна в основном для кварц-серицитовой формации и менее для скарновой, амфибол-биотитовой, пропилиитовой, березитовой. Кварц-серицитовая формация представлена кварц-серицитовыми и кварцевыми метасоматитами; кварцевыми, кварц-серицитовыми жилами и прожилками. Внутренние зоны метасоматической колонки сложены кварцем, серицитом, калиевым полевым шпатом; кварцем и серицитом; кварцем. Главным рудным минералом служит халькопирит, в ассоциации с которым встречаются пирит, реже тетраэдрит, молибденит. Первичные включения в минералах описываемой формации представлены сложными многофазовыми включениями. Из минералов-узников присутствуют галит и сильвин. Общая минерализация растворов, вычисленная по температурам растворения фаз NaCl и KCl в соответствии с экспериментальным изучением системы NaCl—KCl—H₂O [Справочник..., 1953], достигает 600 г/л. Температура образования кварц-серицитовой формации, по данным гомогенизации включений с учетом *C* и *P*, составляет 200—320°C; давление ~0,7 кбар.

Главные продуктивные, как и другие гидротермально-метасоматические формации, занимают строго определенное положение во времени и пространстве при формировании медно-молибденовых месторождений.

Изучение взаимоотношений между разновозрастными магматическими образованиями и гидротермально-метасоматическими формациями позволило установить, что образование основной массы молибденового и медного оруденения разобщено во времени. Формирование молибденового оруденения происходило после аплитов и аплит-пегматитов, которые завершают процесс становления гранитоидных интрузивов. Об этом свидетельствует наложение полевошпат-кварцевой формации как на аплиты, аплит-пегматиты, так и на все более ранние фазы интрузивов. В свою очередь метасоматиты, жилы и прожилки полевошпат-кварцевой формации рассекаются дайками кварцевых диоритов (Каджаран) и кварцевых монзонит-порфиров (Кальмакыр). В этих дайках наблюдаются ксенолиты кварц-полевошпатовых метасоматитов, кварцевых и кварц-молибденитовых жил и прожилков (рис. 1). Показательные для минералов полевошпат-кварцевой формации включения вблизи контактов с дайками взорваны, что указывает на их термическое вскрытие при температуре выше 400°C [Пашков и др., 1975]. Кварц-халькопиритовые и халькопиритовые прожилки кварц-серицитовой формации пересекают дайки кварцевых диоритов и кварцевых монзонит-порфиров (рис. 2). Вдоль этих прожилков в дайках широко развиты кварц-серицитовые метасоматиты, характерные для кварц-серицитовой формации. При наложении поздних формаций

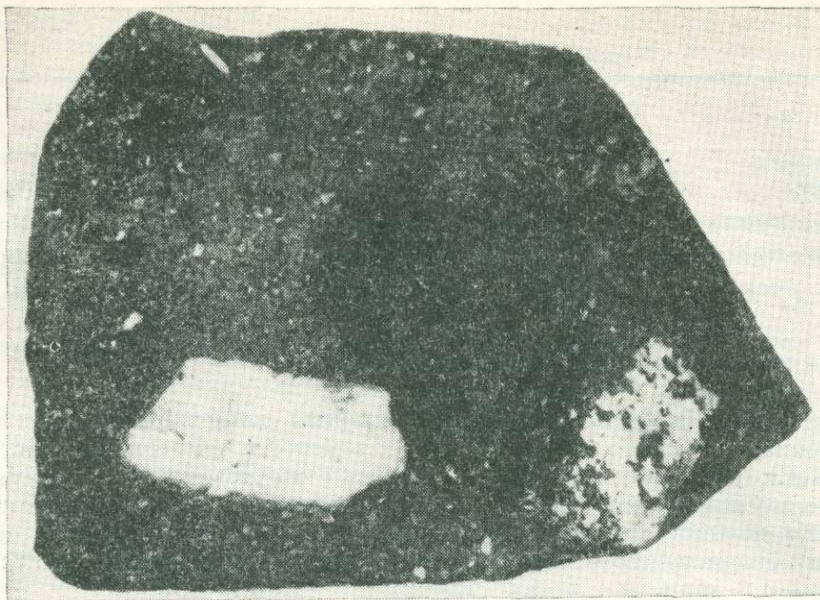


Рис. 1. Ксенолиты кварц-полевошпатовых метасоматитов (светло-серое) и кварц-молибденитовых жил (белое) в дайке кварцевых диоритов. Черное — ксенолит порфиритов. Штуф полированный, 3/4 натур. вел.

на ранние отмечается частичное перераспределение молибдена и меди в рудных телах. Выявленные закономерности, с нашей точки зрения, отражают существо связи медно-молибденовых месторождений именно с пестрой серией магматических пород, при формировании которой молибденовая минерализация обусловлена преимущественным проявлением кислых, а медная — средних и основных магматических дифференциатов.

Пространственное положение гидротермально-метасоматических формаций четко выявляется при геолого-геохимическом картировании одно-

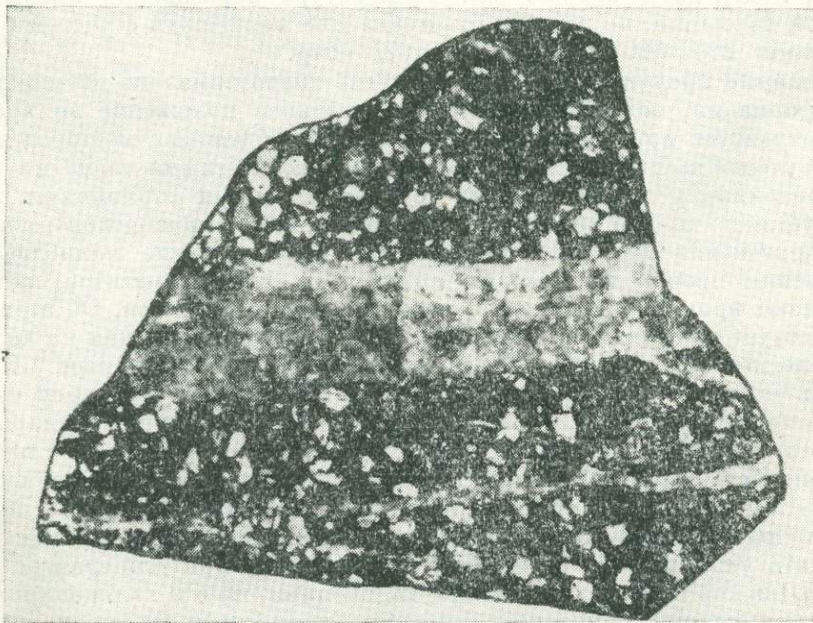


Рис. 2. Пересечение дайки кварцевых монцитит-порфиров кварц-халькопиритовым прожилком, сопровождающимся кварц-серпичитовыми метасоматитами. Штуф полированный, 3/4 натур. вел.

именных метасоматитов, жил, прожилков и связанного с ними оруденения. Каждое месторождение имеет свои особенности пространственного распределения формаций, которые определяются специфическим сочетанием геолого-структурных и физико-химических факторов. Однако, как было показано на примере месторождений Каджаран и Кальмакыр, общим для них является преимущественная локализация молибдена и меди в пределах развития соответственно полевошпат-кварцевой и кварц-серицитовой формаций. Математические модели этих месторождений, построенные на основе статистического моделирования полей концентраций главных рудных элементов, однозначно подтверждают эту закономерность.

Результаты наших исследований указывают на разные магматические источники преобладающих количеств молибдена и меди на медно-молибденовых месторождениях. Фактический материал, собранный в Каджаранском и Алмалыкском рудных районах, свидетельствует о том, что для магматических пород, предшествующих молибденовой и медной минерализации, характерны повышенные содержания соответственно молибдена и меди. Обогащение интрузивных пород могло иметь место как при ассимиляции металлоносных осадочных и вулканогенных толщ, так и при направленной магматической дифференциации. В процессе эволюции магматического очага молибден преимущественно концентрировался в кислых, а медь в средних — основных магматических дифференциатах. Термодинамические и квантово-химические расчеты показывают, что Cu (I, II) и Mo (IV) обладают в силикатном расплаве слабой миграционной способностью и должны накапливаться главным образом на ранних стадиях дифференциации. Mo (VI) характеризуется высокой подвижностью и способен концентрироваться в преобладающем количестве в поздних кислых — ультракислых дифференциатах.

Выполненное нами совместно с И. Д. Рябчиковым экспериментальное изучение распределения молибдена между расплавом ($\text{SiO}_2 - 38\%$, $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - 27\%$ и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - 35\%$) и флюидом (H_2O , $0,5m \text{ NaCl} + 0,5m \text{ KCl}$) в присутствии избытка двуокиси молибдена при параметрах, близких к природному магматическому процессу ($t = 750^\circ\text{C}$, $P = 1,5 \text{ кбар}$), показало, что равновесный с расплавом флюид существенно обогащается молибденом. Коэффициент распределения молибдена для одноименного хлоридного раствора при указанных параметрах превышает 10. Сходные значения коэффициента распределения установлены и в аналогичных опытах с металлической медью [Рябчиков и др., 1980]. Эти работы показывают, что после кристаллизации гранитных батолитов в водный флюид могут переходить количества растворенных металлов, достаточные для образования промышленных месторождений молибдена и меди. Результаты опытов в определенной мере применимы при объяснении возможного источника молибдена главной продуктивной полевошпат-кварцевой формации. Что же касается меди кварц-серицитовой формации, то эти опыты не могут пока дать ответа на поставленный вопрос, так как в них не учтены особенности связи медной минерализации со средними — основными магматическими дифференциатами.

На основе изотопных данных учеными высказаны мнения о верхнемантийном — нижнекоровом и смешанном источниках вещества, участвовавшего в процессах формирования медно-молибденовых месторождений [Гриненко В. А., Гриненко Л. Н., 1974; Сотников, Берзина, 1979; Тугаринов и др., 1974; Field, 1966; Lange, Cheney, 1971]. Отмечается важная роль серы, извлеченной из сульфатсодержащих пород [Бадалов, Виноградов, 1967], а также метеорных агентов в образовании поздних сульфидов [Laughlin e. a., 1969; Sheppard, Gustafson, 1976].

Нами проведено изучение изотопного состава серы из сульфидов, углерода и кислорода газовой-жидких включений из минералов полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой и березитовой формаций Каджаранского и Кальмакырского месторождений (табл. 2). Полученные изотопные данные свидетельствуют о глубинном источнике вещества, участвовавшего в образовании полевошпат-кварцевой и кварц-серицитовой формаций.

Изотопный состав S в сульфидах, С и О в газовой-жидких включениях кварца, ‰

Месторожде- ние	Формация	δS^{34}	δC^{13}	δO^{18}
Кальмакыр	Полевошпат-кварцевая	-1,3 ÷ -0,3	-4,7 ÷ -3,5	-10 ÷ -8
	Кварц-серицитовая	+0,7 ÷ +4,0	-14 ÷ -4,0	-10 ÷ -8
	Березитовая	+2,0 ÷ +8,0	-28 ÷ -12	-10 ÷ -8
Каджаран	Полевошпат-кварцевая	+5,0	+3,0	-4,2
	Кварц-серицитовая	-0,4	-6,0	0
	Березитовая	+0,9	-2,3 ÷ +1,6	-12 ÷ -6

Для березитовой формации Каджарана характерен глубинный источник, а Кальмакыра — смешанный.

Отмечаются некоторые различия в изотопном составе серы и углерода для полевошпат-кварцевой и кварц-серицитовой формаций на каждом из названных месторождений. При рассмотрении причин, вызывающих эти различия, по-видимому, необходимо наряду с другими факторами учитывать особенности связи главной части молибденового и медного оруденения с различными магматическими комплексами.

Сложным является также вопрос о формах переноса и условиях отложения молибдена и меди. Решение этого вопроса на количественной физико-химической основе осложняется тем, что названные элементы могут находиться в растворе в различных валентных состояниях. В связи с этим наряду с такими интенсивными факторами, как температура, давление, кислотность-щелочность, активности лигандов-комплексобразователей, значительно возрастает роль окислительно-восстановительного потенциала исследуемых систем. Отсутствие удовлетворительных способов строгого экспериментального контроля этого параметра, особенно в области средних температур, при которых образовывалась основная часть промышленных руд молибдена и меди, значительно затрудняет получение необходимой физико-химической информации.

Литературные данные и результаты наших геохимических и экспериментальных исследований позволяют с той или иной степенью вероятности высказать в настоящее время следующие суждения об относительной роли различных форм молибдена и меди при их переносе и возможных причинах осаждения.

Для молибдена в гидротермальных условиях в широких интервалах кислотности и окислительно-восстановительного потенциала наиболее вероятно преобладание его окисленных форм — $Mo(VI)$ и отчасти $Mo(V)$. Появление в значительных количествах более восстановленных форм молибдена можно ожидать лишь в сильноокислых условиях, которые при образовании медно-молибденовых месторождений не реализуются. Учитывая вероятный состав гидротермальных растворов, формирующих эти месторождения, из возможных форм $Mo(VI)$ транспортирующее значение могли бы иметь его галогенидные, тио- и гидроксокомплексы.

Тиокомплексы молибдена долгое время рассматривались как одна из наиболее вероятных форм его переноса. Однако экспериментальная проверка такого предположения [Колонин, Лаптев, 1975] показала, что с ростом температуры (до 200°C) они быстро разрушаются, переходя в бессульфидные молибдатные ионы даже при высоких содержаниях в растворе сульфидной серы. Так как температуры отложения основной массы молибдена были выше 200°C, а содержание сульфидной серы вряд ли превышало 10^{-3} — 10^{-2} моль/кг H_2O , можно полагать, что роль этих комплексов в переносе молибдена была второстепенной.

Хлоридные комплексы $Mo(VI)$ очень неустойчивы и поэтому, несмотря на сравнительно высокие содержания в рудообразующих растворах Cl^- , вряд ли имели большое значение при формировании рассматриваемых

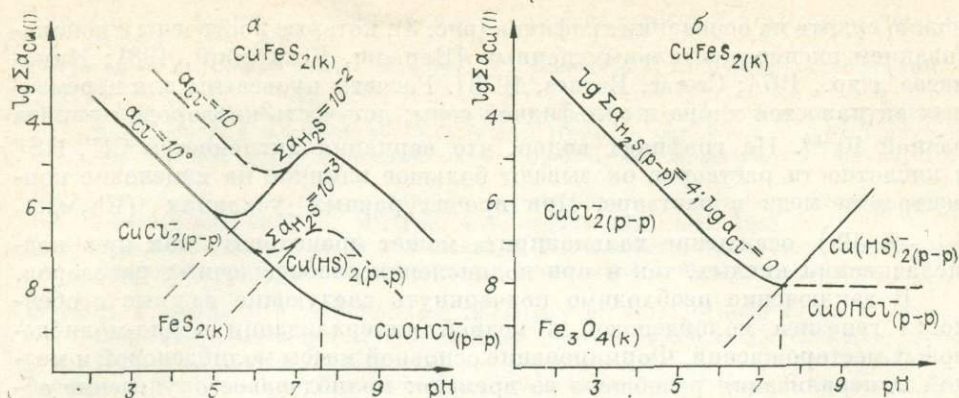


Рис. 3. Растворимость халькопирита в равновесии с пиритом (а) и магнетитом (б) в хлоридно-сульфидных растворах при температуре 250°C.

молибденовых руд. Наибольшей прочностью отличаются хлоридные комплексы с катионами молибдена низших валентностей, но в заметных количествах они образуются лишь в очень кислых растворах [Коренбаум, 1970]. Подобным образом ведут себя и фторидные комплексы молибдена. И те и другие могут представлять интерес главным образом при рассмотрении генезиса грейзеновых месторождений.

Вероятнее всего, определяющую роль в процессе образования молибденового оруденения медно-молибденовых месторождений играли гидролизированные формы 6-валентного молибдена. При низких температурах гидролиз Мо (VI) сдвинут в кислую область [Иванова и др., 1975]. Эта тенденция сохраняется и с повышением температуры. Даже в надкритических условиях (при температуре до 500°C) в близонейтральных растворах преобладают анионные гидроксоформы Мо (VI). Содержание этих форм в указанных растворах в равновесии с молибденитом при температурах 300–400°C ($\Sigma \text{H}_2\text{S} > \Sigma \text{H}_2\text{SO}_4$) достигает 10^{-3} – 10^{-2} моль/кг H_2O . При подкислении таких растворов равновесная с молибденитом концентрация молибдена должна падать, что приведет к отложению молибдена.

В отличие от молибдена медь в гидротермальных растворах находится, по всей вероятности, преимущественно в низкой степени окисления. Расчеты показывают, что даже в достаточно окислительных условиях (условия магнетит-гематитового равновесия) в растворах должны преобладать формы одновалентной меди. Об этом свидетельствует и экспериментальное исследование в гидротермальных условиях системы халькопирит – пирит – борнит – хлоридно-сульфидный раствор [Cregar, Barnes, 1976].

Несмотря на немногочисленность и зачастую неоднозначность количественных данных по комплексообразованию одновалентной меди при повышенных температурах, можно все же говорить о том, что наиболее вероятными формами миграции Cu (I) в гидротермальном процессе являются хлоридные и сульфидные комплексы [Барнс, Чаманский, 1970]. Хлоридные комплексы CuCl_2^- и CuCl_3^{2-} при повышенных температурах (200–300°C) преобладают в растворах при $\text{pH} < 5$ и содержаниях хлора $> 10^{-3}$ моль/кг H_2O . При относительно невысоких концентрациях хлора в близонейтральных растворах медь присутствует в основном в виде гидрохлоридных комплексов CuClOH^- . Эти соединения меди играют значительную роль при содержаниях сульфидной серы $< 10^{-3}$ моль/кг H_2O . При больших концентрациях серы одновалентная медь будет находиться в гидротермах в виде сульфидных комплексов $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$.

О характере растворимости халькопирита в равновесии с пиритом и магнетитом в хлоридно-сульфидных растворах при температуре 250°C

можно судить на основании графиков (рис. 3), которые построены с использованием экспериментальных данных [Варьяш, Рехарский, 1981; Николаева и др., 1974; Srerar, Barnes, 1976]. Расчеты проведены для переменных активностей хлора и сульфидной серы; летучесть кислорода принята равной 10^{-35} . На графиках видно, что вариация активностей Cl^- , HS^- и кислотности растворов оказывают большое влияние на изменение концентрации меди в растворе. При прочих равных условиях (E_h , a_{Cl^-} , a_{HS^-} и др.) осаждение халькопирита может происходить как при подщелачивании кислых, так и при подкислении слабощелочных растворов.

В заключение необходимо подчеркнуть следующие важные особенности генезиса молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. Формирование основной массы молибденовой и медной минерализации разобщено во времени: молибденовое оруденение образуется после поздних кислых дифференциатов гранитоидных интрузивов, а медное — при развитии комплекса малых интрузий среднего — основного состава. Главной продуктивной гидротермально-метасоматической формацией на молибденовые руды является полевошпат-кварцевая, а на медные — кварц-серицитовая. Для молибденовой и медной минерализации характерны преимущественно разные магматические источники рудного вещества. В переносе молибдена при формировании полевошпат-кварцевой и меди — кварц-серицитовой формаций, вероятнее всего, главную роль играли соответственно анионные гидроксокомплексы Mo (VI) и хлоридные комплексы Cu (I). Изменение кислотности растворов являлось одним из существенных факторов образования молибденита и халькопирита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т., Виноградов В. И. К вопросу об источниках серы в эндогенных месторождениях Северо-Западного Карамазара. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 79—83.
- Барис Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 286—324.
- Варьяш А. Н., Рехарский В. И. О поведении одновалентной меди в хлоридных растворах. — Геохимия, 1981, № 7, с. 1003—1009.
- Голованов И. М. Медно-порфировые месторождения Курампинской металлогенической зоны Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1972, с. 61—70.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 272 с.
- Иванова Г. Ф., Левкина Н. И., Нестерова Л. А. и др. Равновесие в системе $\text{MoO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ в интервале температур 25—300°C. — Геохимия, 1975, № 2, с. 234—247.
- Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение/Ф. К. Шинулин, В. И. Рехарский и др. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В. Спектрофотометрическое исследование влияния температуры на устойчивость тиокомплексов молибдена. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1974—1975). Новосибирск, 1975, с. 38—43.
- Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 208 с.
- Лаптев Ю. В. Условия образования молибденита и повеллита в гидротермальных растворах (по экспериментальным и расчетным данным). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976. 28 с.
- Медно-молибденовая рудная формация/В. И. Сотников, А. П. Берзина и др. Новосибирск: Наука. 424 с.
- Мовсесян С. А., Исаенко М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М.: Недра. 1974. 344 с.
- Николаева Н. М., Еренбург А. М., Скороход Л. С. Влияние температуры на константы равновесия реакций замещения в галогенидных комплексах меди (I). — Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1974, № 7. Серия хим. наук, вып. 3, с. 44—48.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 274 с.
- Пашков Ю. Н., Ефремова С. В., Аветисян Г. Г. О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 156—161.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 270 с.

- Попов В. С.** Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204 с.
- Рябчиков И. Д., Орлова Г. П., Ефимов А. С., Каленчук Г. Е.** Медь в системе гранит — флюид. — *Геохимия*, 1980, № 9, с. 1320—1326.
- Сотников В. И., Берзина А. П.** Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений. — В кн.: *Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений*. Новосибирск: Наука, 1979, с. 15—35.
- Справочник** экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 1. М.: Гос. н.-т. изд.-во хим. лит., 1953.
- Тугаринов А. И., Воинов Д. М., Гриненко Л. Н., Павленко А. С.** Изотопный состав и источники серы молибденово-медных проявлений Монголии. — *Геохимия*, 1974, № 2, с. 171—178.
- Crerar D. A., Barnes H. L.** Ore Solution Chemistry v. Solubilities of Chalcophyrite and Chalcocite Assemblages in Hydrothermal Solution at 200 to 350°C. — *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, N 4, p. 772—794.
- Field C. W.** Sulfur isotope abundance date, Bingham district, Utah. — *Econ. Geol.*, 1966, v. 61, N 5, p. 850—871.
- Lange I. M., Cheney E. S.** Sulfur isotopic reconnaissance of Butte, Montana. — *Econ. Geol.*, 1971, v. 66 (1), p. 63—74.
- Laughlin A. W., Rehrig W. A., Mauger R. L. K.** — Ar chronology and sulfur and strontium isotope ratios at the Questa mine, New Mexico. — *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 8, p. 903—909.
- Moore W. J.** Igneous rocks in the Bingham mining district, Utah. — *US Geol. Survey Prof. Paper*, 1973, N 629 — B, p. 42.
- Sheppard S. M. F., Gustafson L. B.** Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. — *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, N 8, p. 1549—1559.
- Sillitoe R. H.** A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 184—197.

И. П. ЗЛАТОГУРСКАЯ, Л. Е. ЭГЕЛЬ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МОЛИБДЕНО-МЕДНОПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Создание типовых моделей молибдено-меднопорфировой формации для восточной части Средиземноморского альпийского геосинклинального пояса основывается на обобщении данных по достаточно многочисленным медно-порфировым месторождениям Карпат и Балканид, из которых наиболее известны Речк (Венгрия); Майданпек, Велики-Кривель, Бучим (Югославия); Медет, Елаците, Асарел (Болгария); Дева, Рошия-Поень, Молдова-Ноуэ (Румыния). Среди этих месторождений по комплексу признаков выделяются две группы. В основу разделения положена геологическая обстановка формирования месторождений, связь с определенными магматическими формациями, проявившимися в соответствующей геотектонической обстановке, и возраст месторождений. Результаты обобщения материалов по типовым молибденово-медным месторождениям Карпато-Балканской области отражены в таблице.

Первая группа месторождений, приуроченная к эвгеосинклинальным вулканоплутоногенным зонам, сформировалась в орогенный этап развития складчатой области. Формирование месторождений происходило во вторичных эвгеосинклиналях, в зонах поднятий, которые развиваются в областях завершённой складчатости вдоль глубинных разломов [Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1976]. Эта группа включает медно-порфировые месторождения в следующих структурных зонах: Тимокской — Майданпек, Велики-Кривель; Среднегорской — Медет, Елаците, Асарел; Супрагетской (Банат) — Молдова-Ноуэ [Tectonic..., 1973].

Орогенный магматизм зон представлен субвулканическими и гипабиссальными интрузиями порфирового облика и существенно калиевого

Геолого-генетическая характеристика типичных молибдено-меднопор

Структурная зона	Тектоническая обстановка	Тектонический режим	Вмещающие породы	Структурные условия локализации оруденения	Парагенез с оруденением магматические породы и их возраст	
Венгерское среднегорье	Эвгеосинклинальная вулканоплутоногенная зона	Активизационный	Биотит-амфиболовые андезитовые порфириды эоцена; известняки и доломиты триаса	Региональный разлом северо-восточного простирания и горстовое поднятие	Субвулканические андезитовые порфириды	Эоцен
Вардарская	Сербско-Македонский срединный массив		Трахиандезитовые порфиры миоцена; кристаллические сланцы и гнейсы докембрия	Региональный разлом северо-западного простирания		
Металлич	Эпизэвгеосинклинальная вулканоплутоногенная зона	Позднеорогенный	Биотит-амфиболовые андезитовые порфириды миоцен-плиоцена	Субвулканические и разрывные структуры северо-западного и близширотного простираний	Субвулканические андезитовые порфириды	Миоцен — плиоцен
Тимокская	Эвгеосинклинальные вулканоплутоногенные зоны	Орогенный	Амфибол-биотитовые андезитовые порфириды сенона; кристаллические сланцы и гнейсы нижнего палеозоя	Зона региональных разломов близмеридионального простирания	Субвулканические и гипабиссальные гранит-порфириды, гранодиориты,	Поздний мел — палеоген
Среднегорская			Кварц-диоритовые порфириды, андезиты и их туфы позднего мела; диоритовые порфириды, граниты палеозоя; кристаллические сланцы докембрия	Места сопряжений и пересечений разломов северо-западного, северо-восточного и близширотного простираний; трещинные зоны вблизи контактов с интрузивами		
Супрагетская (Банат)			Кварц-диоритовые порфириды и гранодиориты палеогена	Региональный разлом меридионального простирания		

состава [Рудные формации..., 1978]. Интрузии многофазовые, с ними парагенетически ассоциируется оруденение: с гранодиоритовыми порфиритами (Медет); кварцевыми диоритовыми и диоритовыми порфиритами (Асарел); граносиенитами, гранодиоритовыми порфиритами (Елаците); гранодиоритами, сиенито-диоритовыми порфиритами (Майданпек, Велики-Кривель [Карамата, 1977]); гранодиоритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами (Молдова-Ноуэ). Возраст орогенного магматизма и связанного с ним оруденения: поздний мел — палеоген.

Структурные условия локализации оруденения — региональные, внутриблоковые разломы, участки пересечения и сопряжения разломов, зоны штокверкового дробления в экзо- и эндоконтактах интрузий.

фиривых месторождений Карпато-Балканской складчатой области

Преобладающие окорудные изменения	Форма рудных тел	Текстуры руд	Главные (второстепенные) компоненты руд и количественные соотношения Mo, Cu	Продуктивность месторождения	Месторождения
Вторичные кварциты, пропилизация, скарны	Столбообразная	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная	Cu, Mo (Zn, Re) 1 : 130	Высокая	Речк (Венгрия)
Окварцевание, калишпатизация, серицитизация	Столбо- и пластообразная	Прожилково-вкрапленная	Cu(Mo, Au, Ag, Zn, Pb)	Средняя	Бучим (Югославия)
Биотитизация, калишпатизация, окварцевание, аргиллизация, серицитизация	Штоко- и столбообразная	Вкрапленная, брекчевая, полосчатая	Cu(Mo, Pb, Zn, Au)		Дева, Рошия-Поень (Румыния)
Биотитизация, калишпатизация, вторичные кварциты, пропилизация, аргиллизация, скарны	Штоко- и линзообразная	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная	Cu, Mo(Au, Ag, Se) 1 : 20—1 : 140	Высокая	Майданпек, Велики-Кривель (Югославия)
Калишпатизация, биотитизация, вторичные кварциты, окварцевание, серицитизация, пропилизация, аргиллизация	Столбо-, конусо- и пластообразная	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная	Cu, Mo(Au, Ag, Re, Se) 1 : 50—1 : 200		Медет, Асарел, Елаците (Болгария)
Калишпатизация, вторичные кварциты, скарны, аргиллизация, пропилизация	Столбообразная	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная	Cu, Mo (Zn, Sb) 1 : 40		Молдова-Ноуэ (Румыния)

Месторождения размещаются в разнообразных по составу и возрасту породах, преимущественно в магматических: андезитах и их туфах (Асарел, Майданпек, Велики-Кривель), кварц-монцодиоритах (Медет) и диоритовых порфиритах (Асарел) позднего мела; кварцевых диоритовых порфиритах и гранодиоритах палеогена (Молдова-Ноуэ); в меньшей степени оруденение развито в древних породах — гранитах, кристаллических сланцах и гнейсах палеозоя и докембрия (Майданпек, Елаците, Асарел).

В породах, вмещающих молибденово-медное оруденение, гидротермально-метасоматические изменения проявлены широко и интенсивно и представлены калиевым метасоматозом, выразившимся в калишпатизации и биотитизации пород. Для месторождений характерно образование

вторичных кварцитов — алуни-кварцевых, диаспор-кварцевых, серицит-кварцевых и др. (Майданек, Асарел, Молдова-Ноуэ), а также окварцевание, серицитизация, аргиллизация и скарны. Последние развиты на контактах магматических (гранодиориты, диориты, андезиты) и карбонатных пород и представлены массивными и густовкрапленными линзами, сложенными преимущественно пиритом, халькопиритом и магнетитом (Майданек, Велики-Кривель, Молдова-Ноуэ). Наблюдается зональное строение околорудных метасоматитов: во внутренней части рудных тел преобладают вторичные кварциты, калиевые метасоматиты и окварцованные породы, а во внешней — серицитизированные, аргиллизированные и пропицитизированные породы.

Рудные тела месторождений имеют столбо- и конусообразную форму и занимают апикальную часть гиабиссальных интрузий (Медет) или проникают в эффузивные породы над субвулканическими интрузивными телами (Асарел), не выходят за пределы интрузивных тел (Суворов в Молдова-Ноуэ), обладают штоко- и линзообразной формой (Майданек, Велики-Кривель); горизонтальное сечение рудных тел — эллипсоид. В тех случаях, когда оруденение контролируется благоприятным структурным контактом (Елиците), рудное тело имеет пластообразную форму, образуя широкую полосу замещения в породах эндо- и экзоконтактов (древних гранитах и сланцах). Рудные тела месторождений не имеют резких границ и постепенно переходят в слабоминерализованные породы. Контакты рудных тел с промышленными содержаниями (бортовое содержание — 0,35—0,4% меди) достигают значительных размеров. Глубина распространения оруденения 500—1000 м и более.

К главным рудным минералам относятся пирит, халькопирит, в меньшей степени — молибденит, магнетит, гематит, борнит и блеклые руды. Из нерудных типичны кварц, мусковит, калишпат, серицит, алуни-т, барит, кальцит, ангидрит. Эти минералы слагают несколько парагенетических ассоциаций, из которых наиболее распространены — кварц-халькопирит-пирит-молибденитовая, представляющая главный практический интерес, кварц-сфалерит-галенитовая и поздняя карбонат-цеолитовая. Отмечается от двух (Асарел) до шести (Елаците) стадий минералообразования. Преобладающие текстуры руд — прожилково-вкрапленная и вкрапленная.

Основными полезными компонентами руд являются медь и молибден, соотношения молибдена и меди сильно колеблются от 1 : 20 до 1 : 200. Среди попутных компонентов наибольшее значение имеют рений, золото, серебро и селен. Медно-порфировые руды месторождений относятся к средне-температурным образованиям (от 350 до 150°C), сформированным на глубинах от 500—1000 до 2000 м от поверхности [Генетические типы..., 1974].

Перечисленные месторождения, несмотря на их пространственную разобщенность, имеют принципиальное сходство: они все орогенные, возраст их позднемеловой — палеогеновый, ассоциируют с аналогичными по возрасту порфировыми интрузиями.

Ко второй группе месторождений относятся Речк в Венгерском Среднегорье, Бучим в Сербско-Македонском массиве, которые ассоциируют с тектоно-магматической активизацией, охватившей как область завершённой складчатости (Венгерское Среднегорье), так и древний срединный Сербско-Македонский массив. С тектоно-магматической активизацией связаны основной андезитовый вулканизм Венгерского Среднегорья в эоцене и андезитовые покровы миоцена краевой части Сербско-Македонского массива (Вардарская зона). К этой же группе относятся месторождения Дева и Рошия-Поень в зоне Металичи, аналогичные по связи с андезитовыми неовулканиками и близкие по возрасту; месторождения сформировались в позднеорогенную стадию развития складчатой области.

В размещении месторождений важную роль играют фацции андезитового вулканизма. Проявления активного эоценового андезитового магматизма в рудном поле Речк, по существу, представляют собой крупный

стратовулкан, контролируемый крупным разломом Дарно северо-восточного простирания, а сопряженные с ним разрывы второго порядка — рудную минерализацию. Глубинные северо-западные разломы, пересекающие кристаллические породы Сербско-Македонского массива, контролируют расположение вулканогенно-интрузивных комплексов и медно-порфировое оруденение юго-западной части Сербско-Македонского массива, в том числе латиты миоцена, вмещающие месторождение Бучим [Janović, 1974]. В зоне Металичи месторождения Дева и Рошия-Поень приурочены к массивам амфиболовых андезитов, локализация которых контролируется субвулканическими и разрывными структурами [Peltz, Urcan, 1972]. Массивы сформировались в неогене и прорывают эпизональные кристаллические сланцы (Дева), а также меловые отложения и ранее образованные андезиты Поень (Рошия-Поень).

Рудовмещающими породами меднопорфировых месторождений в основном являются биотит-амфиболовые андезитовые порфириты (Речк, Дева, Рошия-Поень) и трахиандезитовые порфиры (Бучим) позднего эоцена — неогена.

Интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород и зоны околорудных метасоматитов аналогичны изменениям первой группы месторождений (в рудном поле месторождения Речк отсутствуют калиевые метасоматиты).

Молибдено-меднопорфировые руды слагают штокверк столбообразной формы с почти вертикальными контактами и с апофизами во вмещающие карбонатные породы триаса (Речк), столбообразные с эллипсоидными горизонтальными сечениями (Бучим, Дева, Рошия-Поень) и пластообразные рудные тела (Бучим). Оруденение распространяется на глубину до 300—800 м; рудные тела месторождения Речк залегают на глубинах от 500—1200 м от поверхности.

Главные рудные минералы — халькопирит, пирит; борнит преобладает в месторождении Дева, халькозин — в Бучиме; второстепенные молибденит, магнетит, гематит, галенит, сфалерит, энаргит, пирротин, кубанит, люцонит; важнейшие нерудные — кварц, хлорит, кальцит и барит. Процесс гидротермального образования происходил в одну (Речк) — четыре (Дева) стадии, основная продуктивная стадия содержит кварц, халькопирит, молибденит и незначительные количества других сульфидов. Температура образования руд 400—150°C. Текстура руд — прожилково-вкрапленная, вкрапленная, брекчиевая. Содержание меди в меднопорфировых рудах наиболее высокое в месторождении Речк: до 0,7—1,3%, в скарнах — 1,6% [Wyllie, 1978]. Соотношения молибдена и меди составляют 1 : 130—1 : 150 (Речк). Кроме того, в рудах присутствуют цинк, свинец, золото, серебро.

Зональное размещение различных типов минерализации вокруг субвулканического андезитового интрузива отчетливо выражено в рудном поле Речк: в самом интрузиве развиты медно-порфировые руды; интрузив окружен чехлом скарнированных пород мощностью 100—150 м, в нижних частях которых встречаются скарново-медные, а в верхних — скарново-полиметаллические рудные тела; далее в периферических частях находятся метасоматические полиметаллические залежи и жилы, вблизи поверхности — энаргит-люцонитовые штокверковые руды [Cseh Nemeth, 1975].

Рассмотренные модели молибденово-медных месторождений двух групп Карпато-Балканской области являются естественными составляющими магматических формаций. Поэтому закономерности их размещения в земной коре, в ее тектонических структурах, следует рассматривать вместе с закономерностями размещения в ней магматических формаций. Ассоциации молибденово-медных месторождений с теми или иными магматическими формациями должны использоваться при прогнозных исследованиях для выделения потенциально рудоносных районов и тектонических зон на медно-порфировое оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

- Генетические типы рудных месторождений Болгарии. София, 1974. 46 с. (Международная ассоциация по генезису рудных месторождений. IV симпозиум. IAGOD, Варна, 1974).
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О классификации вулканогенных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 7—16.
- Карамата С. Происхождение изверженных пород Югославии и их металлогения. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 12, с. 44—54.
- Рудные формации Карпато-Балканской области. М.: Недра, 1978. 240 с.
- Cseh Németh J. A reeski mélyszerinti szinesfémérc előfordulás és annak teleptani ércfeldtani képe. — Földt. Közl., 1975, v. 105, p. 692—708.
- Janković S. Metallogenic provinces of Yugoslavia in time and space. — In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia. Belgrade: Stručna knjiga, 1974, s. 37—63.
- Peltz S., Urcan T. Vulcanismul neogen din extremitatea sudvestică a munților Metaliferi și metalogeneza asociată. — D. S. Inst. geol. Zăcăm., București, 1972, v. 58, p. 53—77.
- Tectonic Map of the Carpathian — Balkan Mountain system and adjacent areas, 1 : 1 000 000. Bratislava, Geol. inst. D. Štura, 1973.
- Willie R. J. M. Reesk, Hungarians prove big, deep porphyry copper. — World Mining, 1978, v. 31, N 12, p. 40—47.

А. В. ПИЗНЮР

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ — ОСНОВА ЛОКАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

Изученные месторождения полигенны, многостадийны. В течение каждой стадии возникали сообщества минеральных ассоциаций из одного потока растворов. При этом одни ассоциации проявились отчетливо, другие — угнетенно: в ранние — молибденоносные, в поздние — медь- и свинец-, цинк- и золотоносные. В связи с полигенностью формаций перечисленных металлов важно было построить обобщающую модель, отображающую сравнительный процесс возникновения разнометалльных минеральных ассоциаций, базирующуюся не только на конкретных геологоструктурных, минералого-геохимических данных, но и на главных параметрах, которые определяют генезис месторождений, — температуре, давлении, составе и концентрации растворов. Они и заложены нами в модель эволюции рудоносных флюидов, построенную по результатам исследований включений в минералах медно-молибденовой, молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций.

Рассматриваемая модель послужила теоретической основой для выработки термобарогеохимических критериев оценки и прогноза оруденения, которые обобщены в виде метода диагностики продуктивных стадий. Они хорошо дополняют известные геологоструктурные, минералогические, геохимические методы оценки и прогноза оруденения и используются в различных вариациях при поисках, разведке и эксплуатации месторождений различных металлов.

Судя по многочисленным результатам исследований расплавленных включений в минералах и экспериментальным данным, в верхних частях магматических камер, на глубине до 4—7 км, накапливается многокомпонентный флюид, создающий давление в камере до 5—6 кбар при 1200—1400°C. Концентрация его достигает 70—80% экв. NaCl. В нем преобладают вода (1,0—15 вес. %), затем углекислота (0,1—0,8 вес. %) и хлориды (0,2—0,3 вес. %). Меньше калия, кальция, магния, фтора, сероводорода, углеводородов. Во флюидах находятся металлы, количество которых увеличивается с повышением температуры и содержания хлоридов и углекислоты [Наумов, Иванова, 1980; Мельников и др., 1979].

Все компоненты флюида можно условно разделить на две группы: 1) рудогенные (преимущественно металлы); 2) фоновые (летучие и легко-растворимые соли). Первые «идут на руду», вторые консервируются в минералах руд и пород*, формируя совместно с рудными элементами ореолы рассеяния месторождений. Кроме того, фоновые компоненты принимают активное участие в мобилизации рудных элементов, комплексообразовании, переносе металлов, а при соответствующих изменениях температуры и давления — в распаде комплексов, кристаллизации руд, регулировании щелочности-кислотности среды. Вследствие этого они рассматриваются как «рабочая среда». Главное место в ней принадлежит воде, углекислоте и хлоридам. Выше 400—500°C они находятся во флюиде в виде недиссоциированных молекул [Малинин, 1979; Наумов, Дорофеева, 1975; Рябчиков, 1975]. Решающая роль в мобилизации рудного вещества, по-видимому, принадлежит галоидам. С повышением концентрации галоидов в магме увеличивается интенсивность перехода рудных элементов из магмы во флюид. Причем если отделение металлов от силикатного расплава происходило в виде молекулярных галоидных соединений, то по мере передвижения флюида эти соединения могли сменяться легко-растворимыми различными комплексами, переходя в ионную форму. Так, например, в ранних щелочных растворах (рН-9) молибден переносится в виде молибдатов и окситиомолибдатов (гидроксокомплексов) в присутствии серы [Колонин, Косалс, 1979; Коренбаум, 1970, Рехарский, 1963]. Эти соединения, судя по результатам исследований включений, устойчивы до 470—450°C и 1,20—1,40 кбар. Устойчивость их повышается с увеличением количества хлорида натрия в растворах. Кристаллизация молибденита начинается следом за калишпатизацией пород с 450—420°C и с 1,20—1,40 кбар из нейтральных и слабощелочных растворов в результате трещинообразования, отделения летучих, повышения активности серы. В молибдатовых комплексах возможно замещение кислорода галоидами с образованием оксигалоидмолибдатовых (гидроксохлоридных) комплексов [Хелгесон, 1967; Хитаров и др., 1967; Рехарский, 1969], устойчивых в кислых грейзенизирующих (450—400°C) и серицитизирующих (400—350°C) растворах с последующей кристаллизацией молибденита после грейзенизации и серицитизации из близонейтральных растворов в оптимальных термобарических условиях. Главную роль при этом играют составные части «рабочей среды».

Кроме того, обладая свойствами легкого отделения от кислых расплавов [Когарко, Рябчиков, 1961], галоиды находятся и в межзерновом пространстве кристаллизующихся пород, откуда тоже извлекаются рудные компоненты. Следовательно, при остывании магматического расплава формируется система $Kp + \Phi_{L1} + \Phi_{L2}$, представленная твердыми фазами (Kp), остаточным расплавом (Φ_{L1}) и флюидом $NaCl - CO_2 - H_2O$ (Φ_{L2}). Последний обособляется при: 720° и 2,6—3,1 кбар [Швадус, 1980], 800—700°C [Малинин, 1979], 770°C и 1,43 кбар [Рябчиков, 1975], 1100—900°C и 5,35 кбар [Рейф, 1980], 1000—700°C и 4,00—2,00 кбар [Пизнюр, 1973]. Приведенные данные, полученные разными авторами, вполне сопоставимы, а последние, растянутые, объясняются тем, что отделение металлоносной флюидной фазы происходит двояко [Валяшко В. М., Валяшко М. Г., 1972; Долгов, 1968; Кадик, 1975; Рябчиков, 1975]: 1) путем ретроградного вскипания магм (при высоком содержании летучих); 2) эволюционным переходом от расплава к жидкообразному флюиду. В первом случае главная роль отводится углекислоте, во втором — галоидам. Поэтому термобарогеохимические пределы разделения магматического, флюидного, газового и жидкого агрегатного состояний зависят от плотности флюида (Φ_{L2}), его концентрации, состава и непостоянны.

* Количество хлоридов натрия и калия во флюорите Тырнаузского месторождения имеется в таких количествах, что влияет на солевой состав пульпы при флотации руд [Куликов, 1981].

При ретроградном вскипании магм возникают углекислотные газовые флюиды. Они удостоверяются газовыми включениями с твердыми минералами-узниками. Последние свидетельствуют об активном характере пневматолитовых явлений. Затем происходит их сжижение, и дальнейшее минералообразование осуществляется из углекислотных, периодически вскипавших, гидротерм. Отделяющиеся при этом газы уже не являются рудообразующими [Лазько и др., 1965], а возникшие сосуществующие жидкие и углекислотные включения в минералах используются для оценки термобарогеохимических параметров вскипания. В каждом потоке такого флюида проявляются циклические кислотно-щелочные стадии Д. С. Корживского. Щелочность-кислотность каждого потока зависела от температуры, давления, диссоциации и гидролиза потенциалзадающих компонентов [Малинин, 1979; Наумов, Дорофеева, 1975], каковыми были главные составные части «рабочей среды» — вода, углекислота, хлориды. Роль углекислоты как регулятора щелочности-кислотности растворов в эндогенных условиях более ощутима по сравнению с хлоридами. Наличие обоих компонентов в одном потоке раствора иллюстрируется соответствующими газово-жидкими включениями. При постоянном содержании углекислоты в хлоридных растворах поздняя щелочная стадия отодвигается к более низким температурам [Наумов, Дорофеева, 1975].

После эволюционного отделения рудообразующих высокоплотных, очень агрессивных, флюидов от очагов происходит их разделение [Таке-ноучи, Кеннеди, 1968] начиная с 750—650°C и 4,15—2,30 кбар. При этом возникают газовая (углекислотная) и жидкая (водно-солевая) фазы. Обе фазы минералообразующие. Вначале они неразличимы по плотности. Первая представлена углекисло-водными газами, содержащими галоиды, а вторая — хлоридно-натриево-водными растворами с углекислотой. Наличие обеих фаз подтверждено многочисленными находками соответствующих включений в минералах магматических, пегматитовых, карбонатитовых, скарновых, грейзеновых высокотемпературных месторождений. Углекислотная часть флюидов развивается дальше по схеме ретроградных обособлений. По результатам исследований включений установлено, что углекислотные газы существуют от 500 до 300°C и от 1,20 до 0,50 кбар, а по экспериментам С. Д. Малинина [1979] переход флюидов в гидротермы осуществляется при 600—350°C.

Водно-солевая часть разделившегося высокоплотного рудообразующего флюида представлена, как правило, щелочными очень агрессивными растворами, которые формируют месторождения молибдена, вольфрама, олова в скарнах, грейзенах, а также пегматитовые, карбонатитовые, альбититовые, ранние плутоно- и вулканогенные образования. При этом тоже происходит гетерогенизация растворов, стимулировавшая рудообразование. Гетерогенизация фиксируется многочисленными находками сосуществующих разноразнонаполненных включений. Крайние их члены — водно-хлоридно-натриевые и водно-углекислотные — представляют наибольшую ценность для определения термобарогеохимических условий гетерогенизации. Гетерогенизация осуществляется в участках трещиноватых пород, где флюиды становятся резко неравновесными с породами и в них осуществляется поочередный распад комплексов согласно их устойчивости и образование молибден-, вольфрам-, олово- (450—300°C), затем медь-, свинец-, цинк-, золото- (300—200°C) и, наконец, ртуть-, сурьму-, урансодержащих (200—100°C) руд.

Месторождения разных металлов возникают в соответствии с термобарогеохимическими условиями распада комплексов соответствующих металлов. Основная масса месторождений образуется на глубине 3—7 км, где давление флюидов выше литостатического: при 800—700°C оно достигает 6,003—5,003 кбар [Наумов, Иванова, 1980]. Наиболее ранние отщепления рудоносных очагов формируют камерные и жильные пегматиты, скарны, калишпатиты, главным образом при температуре 800—600°C и давлении 4,00—3,00 кбар. После возникновения трещин вблизи

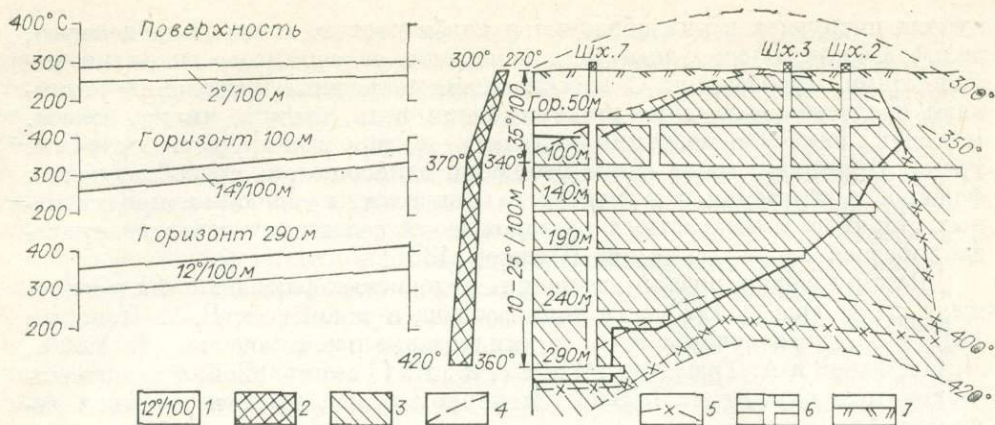
купола интрузива в них образуются альбититовые, затем молибденовые, вольфрамовые, оловорудные месторождения, связанные со скарнами, калишпатами, грейзенами. С возобновлением трещинообразования возникают среднетемпературные месторождения меди, свинца, цинка, золота. Наконец, наиболее поздними являються месторождения ртути, сурьмы, урана. Принципиальная схема эволюции одного потока рудообразующих флюидов в сочетании с термобарогеохимическими условиями продуктивных стадий разновозрастных месторождений различных металлов приведена на рис. 1 в работе автора [Пизнюр, 1981].

Рассмотренная модель эволюции рудоносных флюидов была предложена нами еще в 1973 г. и использована в таком виде В. С. Поповым [1977], который сочетал ее с парогидротермальной моделью Д. Уайта, Л. Маффлера и А. Трюздела [White e. a., 1971] с оговоркой, что магматическое тело служит не только источником тепла, но и источником вещества.

В предлагаемой модели особо важное значение имеют термобарогеохимические условия кристаллизации продуктивных минеральных ассоциаций. Более детальные результаты исследований включений в минералах показали, что руды молибдена возникли при 440—340°C, вольфрама — 360—300°C, олова — 360—280°C, полиметаллов (медь, свинец, цинк) — 300—180°C, золота — 260—190°C, сурьмы — 180—140°C, ртути — 140—90°C. Наиболее благоприятные для кристаллизации молибденита температуры 420—370°C (крупнокристаллический) и 370—340°C (мелкокристаллический и дисперсный), перепады давления до 1100—900 атм, гетерогенизация флюидов и начальная концентрация 50—40% экв. NaCl. Сочетание перечисленных термобарогеохимических параметров кристаллизации продуктивных минеральных ассоциаций явилось важной теоретической основой создания пространственно-генетической модели локализации оруденения в виде метода диагностики продуктивных стадий, используемого в различных вариациях при поисках, оценке и прогнозировании оруденения. Особенно успешно он зарекомендовал себя в практике локальной оценки оруденения. В основе метода диагностики продуктивных стадий лежат факторы: 1) специфичность состава, концентрации и агрегатного состояния растворов, из которых формировались минералы продуктивных стадий, и их отличие от растворов непродуктивных стадий; 2) оптимальные температурные условия кристаллизации руд; 3) перепады давления при формировании оруденения.

Использование перечисленных факторов в комплексе помогло аргументировать ряд теоретических проблем, последовательно вытекающих друг из друга и имеющих большое значение в практике поисково-оценочных работ: 1) стадийность эндогенных процессов; 2) постадийное изменение минерального состава руд в пространстве; 3) постадийное изменение температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации каждого потока минералообразующих флюидов в горизонтальном и вертикальном направлениях; 4) зональность отложения (одностадийная) и цульсацционная (многостадийность) зональность в пространстве и во времени; 5) пути передвижения и ширина каждого потока рудообразующих флюидов (рудоподводящие, рудораспределяющие и рудолокализирующие структуры); 6) вскипание флюидов во времени и в пространстве, связь с минералообразованием и роль понижения давления для образования руд; 7) синхронизация оруденения, даек изверженных пород и внутрирудных подвижек (генетические и парагенетические связи); 8) вертикальный и горизонтальный термобарогеохимические градиенты (см. рисунок); 9) глубина формирования руд, размах оруденения, уровень эрозионного среза, прогнозная оценка оруденения на глубину; 10) форма и размеры рудных тел.

Комплексность перечисленных трех факторов, лежащих в основе метода продуктивных стадий, позволила предложить ряд термобарогеохимических поисково-оценочных критериев, используемых на стадиях поисков, разведки и эксплуатации месторождений. Положительными оце-



Палеотемпературная проекция «жилы—апофизы» (Восточный Коунрад) на вертикальную плоскость.

1 — температурный градиент; 2 — изменение температуры по падению жилы; 3 — промышленное оруденение молибдена между оптимальными изотермами (420—350°C); 4 — контуры балансовых запасов (содержание 0,24%, категория В); 5 — контуры забалансовых запасов (содержание 0,157%, категория С); 6 — подземные горные выработки; 7 — поверхность.

ночными критериями на стадии поисков являются: 1) наличие продуктивных и более поздних минеральных ассоциаций; 2) пространственное совмещение разновременных минеральных ассоциаций; 3) наличие включений с NaCl; 4) наличие включений вскипавших растворов; 5) температуры гомогенизации включений 450—350°C и ниже; 6) перепады давления до 1000 атм; 7) хлоридно-натриево-углекисло-водный состав растворов включений; 8) концентрация растворов выше 30% по NaCl-эквиваленту; 9) повышенная декрептоактивность метасоматитов; 10) рекомендуемый отбор проб через 20 м.

На стадии разведки термобарогеохимические оценочные критерии, положительно зарекомендовавшие себя при поисковых работах, играют важную роль при геометризации рудных тел. При этом используются все возможности метода диагностики продуктивных стадий для выделения рудоподводящих и рудовмещающих структур и оконтуривания рудных тел, а именно: 1) выявление постадийного распределения минеральных ассоциаций на площади месторождения и его глубоких горизонтах; 2) определение вертикальной и горизонтальной зональности в минеральном составе руд каждой стадии; 3) установление постадийного изменения агрегатного состояния, состава, концентрации, давления и температуры растворов каждой стадии по мере их передвижения от своего источника; 4) уточнение путей и ширины каждого потока растворов; 5) выявление участков вскипания растворов каждого потока и сопоставление их с данными химического опробования; 6) нахождение рудоподводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих структур; 7) оконтуривание и разбраковка рудных тел; 8) рекомендуемый отбор проб через 5—10 м.

На стадии эксплуатации месторождений термобарогеохимические данные помогают уточнять контуры рудных залежей на глубоких горизонтах, выделять в них «окна» пустых пород, от чего зависят выбор оптимального варианта вскрытия и системы отработки, направления проходки и плотности горных выработок (подготовительных и очистных); полнота извлечения и разубоживания руд. Отбор проб для исследований рекомендуется производить по более густой сетке — через каждые 3—5 м.

Метод диагностики продуктивных стадий в различных вариантах успешно применялся при изучении месторождений различных рудных формаций на территориях Восточного и Западного Забайкалья, Восточного Саяна, Якутии, Центрального Казахстана, Средней Азии, Кавказа, Украины. Нашими исследованиями охвачены многие десятки молибденовых, редкометалльных, золоторудных, хрусталоносных, флюоритовых месторождений.

- Валяшко В. М., Валяшко М. Г. О возможности обособления водной фазы от силикатного расплава в свете анализа равновесий в системах из компонентов разной летучести.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии (к 75-летию А. П. Виноградова). М.: Наука, 1972, с. 142—152.
- Долгов Ю. А. Эволюция и флуктуация термодинамических параметров в полостном эндогенном минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М.: Наука, 1968, с. 125—136.
- Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах.— В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 5—32.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава.— Геохимия, 1961, № 12, с. 1068—1077.
- Колония Г. Р., Косале Я. А. Физико-химические условия молибден-вольфрамового рудообразования на месторождениях кварц-грейзеновой формации.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 236—252.
- Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 211 с.
- Куликов И. В. Минералогия и генезис шеелит-сульфидно-флюоритового оруденения Тырибгаузского месторождения. Автореф. канд. дис. М., 1981. 26 с.
- Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. О двойной роли газовой фазы постмагматических растворов в эндогенном минералообразовании.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 6, с. 1294—1296.
- Малинин С. Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 112 с.
- Мельников Ф. П., Громов А. В., Куликов И. В. Многофазовые включения во флюорите Тырибгаузского месторождения.— Докл. ВИНТИ, 1979, № 3965—79.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. О связи редкометального оруденения с кислым магматизмом по данным изучения включений в минералах.— Геол. рудных месторожд., 1980, № 3, с. 95—103.
- Наумов Г. Б., Дорофеева Д. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов.— Геохимия, 1975, № 2, с. 248—259.
- Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфириновых месторождений. М.: Наука, 1977. 201 с.
- Пизнюр А. В. О теоретическом моделировании постмагматических минералообразующих систем.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 4, с. 177—180.
- Пизнюр А. В. Рудоносные флюиды по включениям в минералах.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. (Тезисы докл. Всес. совещ.). Т. II. Новосибирск, 1981, с. 18—20.
- Рейф Ф. Г. Условия и механизм зарождения рудоносных растворов на вольфрамовых месторождениях Забайкалья.— Геохимия, 1980, № 11, с. 1675—1684.
- Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1963. 268 с.
- Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. Автореф. докт. дис. М., 1969. 42 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
- Такеноччи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 137—149.
- Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 183 с.
- Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Малинин С. Д. О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибдатных растворов при повышенных температурах.— Геохимия, 1967, № 2, с. 155—160.
- Швадус М. И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометальных месторождений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. 68 с.
- White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H. Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems.— Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 75—97.

А. А. ОБОЛЕНСКИЙ, Р. В. ОБОЛЕНСКАЯ, А. С. БОРИСЕНКО

АКТУАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По аналогии с генетическими моделями группы формаций рудных месторождений, ассоциирующих с гранитоидными комплексами, генетические модели рудных формаций низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных) месторождений Hg, Sb, As, Au, Ag, Co, Pb, Zn, флюорита, барита и других, значительно удаленных от материнских рудогенерирующих магматических очагов и обнаруживающих на поверхности земли лишь парагенетическую связь с синхронными им субвулканическими комплексами магматических пород щелочно-базальтоидной формации, для корректности решения поставленных проблем должны не только постулировать эту связь, но и конкретно рассматривать формирование и магматических тел, и рудных залежей как частей единой *рудно-магматической* системы. Такие генетические модели должны включать помимо собственно гидротермального интрателлурического этапа, т. е. они должны рассматривать в диалектическом развитии и генерацию мантийных рудоносных магматических расплавов, и их внедрение в породы земной коры, и режим отделения магматогенных металлоносных флюидов, и формирование полигенных рудообразующих гидротерм, и мобилизацию рудных элементов на пути движения гидротермальных растворов, и стадийный процесс рудоотложения.

Таким образом, с точки зрения петрологии наиболее объективно искать родство эпитермального оруденения не с отдельными типами магматических пород или с обособленными интрузивными телами, а в целом с магматическими формациями или с их конкретными проявлениями — с магматическими комплексами. С другой стороны, для низкотемпературных гидротермальных рудных месторождений такие родственные связи часто обнаруживаются с большим трудом. Более зримыми и отчетливыми они становятся, если рассматривать их для всего последовательного генетического ряда близкоодновременных рудных формаций, т. е. парагенетическая связь приобретает реальный смысл лишь при установлении родства с магматизмом рудного комплекса эпитермальных месторождений в целом.

Предлагаемый аспект построения таких генетических моделей требует привлечения не только методов детального геологического картирования структур рудных месторождений и тщательного изучения руд, но и проведения рудноформационного анализа, основанного на *формационном подходе к изучению тектоники и магматизма, как главных факторов и как первоосновы регионального прогнозно-металлогенетического анализа рудных провинций [Билибин, 1961].*

Кроме того, при построении генетических моделей этой группы месторождений должны быть учтены общие геохимические и петрологические данные и результаты экспериментальных физико-химических исследований рудносиликатных систем с легкими компонентами, данные изучения расплавных и газовой-жидких включений, а также исследования по химической термодинамике и термобарогеохимии процессов рудоотложения. Такой подход позволил создать качественную генетическую мо-

дель эпитермального рудообразования для месторождений Hg, Sb, As, Cu, Co, Ag, флюорита и др. Они парагенетически связаны с дайковыми комплексами щелочно-базальтоидной магматической формации в областях мезозойской тектонической активизации в Алтае-Саянской складчатой области и смежных с ней регионах.

Модель включает зарождение и развитие мантийных очагов щелочной оливин-базальтовой магмы под воздействием восходящих потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях глубинных разломов в ходе тектонической активизации и дегазации мантии [Оболенский и др., 1979]. В этой модели достаточно корректно увязываются многие, казалось бы, противоречивые стороны генезиса: глубинный источник магм, минерализаторов и рудных компонентов и приповерхностное формирование даек и рудных залежей; присутствие в рудообразующих гидротермах компонентов как ювенильных, так и метаморфогенных и вадозных вод (по данным изотопных исследований O и H) и компонентов рассолов, захороненных в эвапоритовых толщах. Однако это не означает, что таким образом легко решаются все неясные генетические проблемы, хотя такой общий модельный подход вполне объективен. Именно такая общая генетическая модель демонстрирует смысл парагенетического характера связи с магматизмом и своеобразие состава низкотемпературного рудного комплекса щелочно-базальтоидной формации. Его формирование обусловлено значительной глубиной и прерывистым режимом отделения флюидной фазы, претерпевшей при дальнейшем поднятии к поверхности Земли значительные изменения состава (многократное разбавление вадозными и другими типами подземных вод, вскипание, окисление и т. д.). При этом внедрение магматического расплава несколько отстает, и субвулканические дайковые тела, сингенетичные рудам, оказываются интратрудными. Для месторождений ранних рудных формаций (медно-кобальтовой арсенидной) — дайки внутриминерализационные или послерудные, для поздних (флюоритовой, ртутной) — дорудные. Пространственное совмещение эпитермальных руд и даек щелочных базальтоидов в одних и тех же разломах достаточно редко, так как пути движения гидротерм и внедряющейся магмы часто не совпадают в силу разных геодинамических условий.

Реальной основой построения этой генетической модели послужили результаты рудноформационных исследований тектоники, магматизма и металлогении Алтае-Саянской складчатой области и смежных с ней регионов, Прибайкалья, Забайкалья, Монголии и др. Кроме того, в последние годы более детально была разработана схема магматизма и металлогении для этапа мезозойской тектоно-магматической активизации Алтае-Саянской области [Оболенский, 1975; Оболенский, Оболенская, 1968, 1982]. Формационный анализ магматизма (см. таблицу) показал, что в целом для Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих регионов он может быть охарактеризован как магматизм автономной активизации «базальтоидного» типа. Закономерно также, что почти во всех рассматриваемых структурно-формационных зонах мы прослеживаем в мезозое полные или неполные ряды базальтоидных магматических комплексов с различной металлогенетической специализацией, характеризующие *антидромную* направленность эволюции магматизма: от толеитового к щелочно-базальтоидному, сменяющемуся иногда щелочно-ультраосновным (щелочно-сиенитовым). Мезозойские гранитоидные комплексы проявлены спорадически.

С траповыми (оливин-базальтовыми) комплексами связаны медно-никелевая минерализация и исландский шпат. С дайковыми комплексами щелочно-базальтоидной формации ассоциирует рассматриваемый ряд эпитермальных рудных формаций: арсенидная никель-медно-кобальтовая, свинцово-цинковая, флюоритовая, серебро-висмут-сульфосольная, ртутная и иногда цеолитовая минерализация. Щелочно-ультраосновные (щелочно-сиенитовые) комплексы с карбонатитами несут редкоземельно-редкометалльную и флюоритовую минерализацию. Завершающие мезозой-

Магматические и рудные комплексы этапа мезозойской активизации складчатых областей юга Сибири [Оболенский, Оболенская, 1982]

Возраст	Магматические формации и их рудные комплексы (ряды рудных формаций)	Зайсанская складчатая область										Выступы Сибирской платформы		
		Алтае-Саянская складчатая область												
		Герциниды					Герциниды и каледониды					Байкалиды		
		Рудный Алтай	Томь-Кольванская зона	Салаир	Кузнецкий прогиб	Кузнецкий Алатау	Горная Шория	Горный Алтай	Минусинский прогиб	Тува и Западный Саян	Восточный Саян	Рыбинская впадина	Енисейский край	Чадобецкое поднятие
Q	Щелочная оливин-базальтовая									0	0			
K	Щелочно-гранитовая									0	0			
	Редкоземельно-редкометаллическая (с флюоритом)									+	+			
J	Щелочно-ультраосновная (щелочно-спенитовая)							0		(?)	0		0	
	Карбонатиты с TR и CaF ₂ (флюорит-железо-редкоземельная)							+		+	+		+	
	Щелочно-базальтоидная	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ртутная	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	
	Ag — Вi-сульфосольная		(+)?	+		+	+	+	+	+	(+)?			
	Флюоритовая		+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	
	Свинцово-цинковая	+						+		+	(+)?			
	Ni — Cu — Co-арсенидная						+	+	+	+	+			
T	Толейт-базальтовая (оливин-базальтовая)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Медно-никелевая	+	+						(+)?					

Примечание: 0 — выделен магматический комплекс, (?) — не выделен; + выделены рудные формации, (+)? — условно выделены.

скую активизацию щелочно-гранитоидные комплексы характеризуются флюорито-редкоземельно-редкометаллическим оруденением.

Генетические аспекты моделей эпитептермального рудообразования базируются также на экспериментальных и теоретических петрологических данных. Как было показано многими исследователями, породы мантийного субстрата содержат значительные количества летучих компонентов и щелочей, которые могут образовывать при тектонической активизации интрателлурические потоки в зонах повышенной проницаемости, что приводит к частичному плавлению мантии [Виноградов, 1962, 1964; Кузнецов, 1964; Коржинский, 1968, 1977; Бейли, 1972; Wyllie, 1971; Йодер, 1979; и др.]. Из исследований по плавлению мантийных ультраосновных пород [Green, 1970; Ito, Kennedy, 1970; Mysen, Boettcher, 1976; Mysen e. a., 1976] при различных термодинамических параметрах известно, что

вблизи температуры солидуса при незначительной степени плавления ($\sim 5\%$) появляются легкоплавкие расплавы, обогащенные летучими и рудными компонентами (сульфидами). Они, возможно, занимают межзерновые пространства в породах астеносферного слоя и являются потенциальным коллектором многих металлов (олово, ртуть, медь и др.). Весь объем расплава быстро насыщается летучими и рудными компонентами в соответствии с их парциальными давлениями. Перемещение флюида вместе с магмой осуществляется быстрее, чем его диффузия в твердой породе, в результате чего магма является проводником флюидной фазы (и растворенных в ней рудных компонентов). Капли таких расплавов, перемещаясь вверх по магмоводу вместе с потоками интрателлурических флюидов и скапливаясь, образуют магматические очаги, развитие и становление которых ведет к созданию рудоносных флюидно-гидротермальных систем [Виноградов, 1964; Тектоносфера Земли, 1978; Кадик, 1980]. Миграция рудных компонентов в мантии, где они могут накапливаться при динамометаморфизме пород в интерстициях минералов [Кутюлин, 1981], осуществляется с помощью интрателлурических растворов. Возможность миграции металлов в потоках таких флюидов подтвердил Г. Грин, обнаруживший в магматических оливинах мантийных ксенолитов во включениях с углекислотой под давлением более 10 кбар K, Mg, Ce, Rb, Sr, Ba, Pb и другие металлы [Green, 1979]. Он рассматривает содержимое этих включений как флюидную фазу мантии Земли.

Рассматривая дегазацию магматических очагов как главный механизм образования флюидных рудоносных систем, необходимо отметить, что экспериментальными и теоретическими исследованиями показаны принципиальные различия в режиме отделения летучих от гранитоидных и базальтоидных расплавов. Базальтоидные расплавы «сбрасывают» CO_2 , воду и другие летучие еще задолго до кристаллизации на значительных глубинах [Кеннеди, 1957; Хитаров, 1960; Hamilton e. a., 1964; Кадик, 1980; Жариков и др., 1978; Wyllie, 1978; и др.]. Многие исследователи отводят существенную роль таким процессам в понимании природы гидротермального эндогенного рудообразования [Смирнов, 1969; Шипулин, 1969; Кузнецов, Оболенский, 1970; Барсуков, Дмитриев, 1972; Овчинников, 1973; Таусон, 1979; и др.].

Возможность отделения значительных количеств флюидов от магматического расплава прямо пропорциональна степени их растворимости в нем. Растворимость воды, углекислоты и других летучих компонентов, пределы насыщения ими расплавов и условия отделения остаются в основном нерешенными проблемами. Правда, в последнее время появились теоретические расчеты и экспериментальные данные по растворимости в силикатных и алюмосиликатных расплавах воды и углекислоты, в отношении же других компонентов — хлора, фтора, бора, серы и других — имеются лишь предварительные оценки. Растворимость воды в природных алюмосиликатных расплавах [Кадик и др., 1971; Hamilton e. a., 1964] достаточно велика и возрастает с одновременным увеличением молярных долей катионов щелочных металлов [Островский и др., 1964; Kurkijan, Russell, 1958]. В базальтоидных расплавах вода в диссоциированной форме составляет < 50 мол. % [Hamilton e. a., 1964], но свыше 50 мол. % ее находится в расплаве в недиссоциированном состоянии [Burnham e. a., 1969]. Растворимость других летучих компонентов (CO_2 , F, Cl, S и др.) в расплавах уступает воде, но также повышается с возрастанием щелочности расплавов [Когарко, 1977].

Состав магматических флюидов и соотношения летучих компонентов в них регулируются давлением. Е. Рёддер [Roedder, 1965] обнаружил в оливинах из мантийных базальтоидных пород включения с высокой концентрацией CO_2 . Экспериментальные исследования по совместной растворимости воды и углекислоты и дегазации магматических расплавов показали, что при высоких давлениях (около 10 кбар) отделяющийся флюид имеет высокую концентрацию CO_2 [Кадик, Луканин, 1973] и

только при давлении < 5 кбар начинается обогащение флюида водяным паром. Большое значение имеют эксперименты Б. Майсена [Mysen, Boettcher, 1976; Mysen e. a., 1976], показавшие, что соотношение CO_2 и H_2O во флюиде, регулируемое общим давлением в системе, оказывает влияние на состав расплава. При явном преобладании CO_2 во флюиде из ультраосновных пород получались расплавы более основного состава — оливиновые, щелочно-оливиновые и пикритовые. При преобладании водяного пара из этих же пород выплавлялись существенно андезитово-дацитовые расплавы, а некоторое снижение мольной доли воды приводило к образованию толеитовых. Различия в составе флюида, сосуществующего с расплавом, могут привести к генерации магм различного состава с различной металлоносностью. Криометрическое изучение состава флюидных включений в клинопироксенах щелочных базальтоидов [Бердников, Приходько, 1981] показало, что дегазация расплавов начиналась уже при достижении давления около 10 кбар, что соответствует давлению нагрузки на глубинах > 40 км, и носила существенно углекислотный характер. При давлениях же меньше 6 кбар начиналось резкое отделение водяного пара, а содержание CO_2 при этом составляло 1%.

Опираясь на результаты работ А. А. Кадика [1975], П. Уайли [Wyllie, 1971], Б. Майсена [Mysen, Boettcher, 1976], В. А. Жарикова [Жариков и др., 1978], можно полагать, что состав флюидов, отделяющихся от щелочно-базальтоидных расплавов, их специализация и металлоносность будут зависеть от последовательности, режима и глубины отделения летучих компонентов, которые обеспечивают перенос рудных элементов. Отделяющиеся при больших давлениях ювенильные флюиды будут обогащены хлоридами и углекислотой, а при меньших — водой, фторидами и соединениями серы. В силу различного сродства металлов к хлору, фтору, сере, протону и кислороду, показанному А. А. Маракушевым [1975], изменение состава минерализаторов во флюидах неизбежно должно привести к обособлению во времени и в пространстве отдельных порций разных по набору рудных элементов и металлоносности растворов. Наблюдаемая закономерная последовательность формирования эпitherмальных месторождений, выдержанность и повторяемость рядов рудных формаций в различных провинциях и районах, по-видимому, может рассматриваться как результат прерывистого режима отделения ювенильных флюидов от глубинных базальтоидных магматических очагов. О составе и свойствах растворов, поступавших в зону минералообразования, можно достаточно достоверно судить по характеру и зональности околорудных метасоматитов, по смене парагенетических ассоциаций минералов различных стадий минерализации по данным термобарогеохимических исследований газовой-жидких включений [Оболенский и др., 1979].

Проникновение металлоносных флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них различными типами вадозных вод определяют своеобразие условий эволюции гидротермальных систем низкотемпературных месторождений. Генетические ряды рудных формаций являются отражением, с одной стороны, прерывистого режима дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм, а с другой — множественности источников рудообразующих веществ и металлогенической специализации самих рудных провинций, которая зависит, в свою очередь, от состава мантии, неоднородной по латерали. Процессы возникновения потоков интрателлурических растворов, зарождения и развития подкоровых магматических очагов, внедрения магм, отделения металлоносных флюидов от базальтоидных расплавов и их последующей эволюции очень сложны и многообразны. Они проявляются в глубинных структурах с различной тектонической обстановкой и историей геологического развития, что обуславливает специфические особенности протекания процессов минералообразования в каждой такой структуре и ее металлогеническое своеобразие — развитие полного или редуцированного ряда рудных формаций.

Геохимическое родство рудных элементов этого генетического ряда эпitherмальных рудных формаций отчетливо фиксируется в составе первичных комплексных эндогенных ореолов рассеяния отдельных месторождений ($Hg \rightarrow As \rightarrow Ag \rightarrow Sb \rightarrow Zn \rightarrow Cu$), в сложных минеральных парагенезисах руд, в составе элементов-примесей основных рудных минералов [Сауков и др., 1972; Китаев и др., 1968; Симкин, 1972; Васильев, Лаврентьев, 1976; Флюорит, 1977; Захаров, Захарова, 1980]. Из приведенных парагенетических соотношений эпitherмальной минерализации с глубинным мантийным щелочно-базальтоидным магматизмом этапа мезозойской активизации вытекает также важный теоретический и практический вывод о том, что в конкретных рудных провинциях, поясах и рудных районах эпitherмальные рудные месторождения проявляются, как правило, не обособленно, а закономерно входят в состав соответствующих конкретных рудных комплексов, образованных генетическими рядами родственных рудных формаций.

Таким образом, рассматриваемые аспекты качественных геолого-генетических моделей эпitherмального рудообразования охватывают различные источники и уровни миграции основных компонентов руд. Определяющая металлогеническая роль в эпitherмальном рудообразовании принадлежит глубинным ювенильным источникам. От них зависит разделение этой группы месторождений на формации и субформации. Формирование минеральных типов месторождений и всего разнообразия рудных и жильных минералов обусловлено в основном процессами, протекающими в зоне минералообразования. Кроме того, глубинное мантийное магмообразование, внедрение магмы и отделение высокотемпературных флюидов энергетически обеспечивают и процессы низкотемпературного гидротермального рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— *Геохимия*, 1972, № 12, с. 17—35.
- Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: *Механизм интрузий магмы*. М.: Мир, 1972, с. 152—160.
- Бердников П. В., Приходько В. С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм.— *Докл. АН СССР*, 1981, т. 259, № 3, с. 708—710.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— В кн.: *Избранные труды*. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 16—60.
- Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Новые находки ртути содержащих сфалеритов и их значение.— *Геол. и геофиз.*, 1976, № 1, с. 48—53.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1962, № 11, с. 17—22.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: *Химия земной коры*. Т. 2. М.: Наука, 1964, с. 5—22.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области*. Новосибирск: Наука, 1978. 293 с.
- Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Влияние щелочных и флюидных компонентов на генезис мантийных магм.— В кн.: *XI съезд ММА*. Т. 2. Новосибирск, 1978, с. 48—49.
- Захаров Е. П., Захарова Г. П. Ртуть в сульфосенных кобальто-медных рудах Узунойского месторождения.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1980, № 11, с. 15—17.
- Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах.— В кн.: *Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов*. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
- Кадик А. А. Режим летучих компонентов ($H_2O + CO_2$) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли.— В кн.: *Геохимия. Минералогия. Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геологов*. М.: Наука, 1980, с. 70—77.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 231 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических расплавах, определяемое их растворимостью.— *Геохимия*, 1973, № 3, с. 17—35.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн.: *Земная кора*. М.: ИЛ, 1957, с. 328—345.
- Китаев Н. А., Нарышев А. М., Поликарпочкин В. В. Первичные ореолы рассеяния ртути в Балейском золоторудном поле.— В кн.: *Вопросы металлогении ртути*. М.: Наука, 1968, с. 228—232.

- Когарко Л. И.** Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Коржинский Д. С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
- Коржинский Д. С.** Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 454—457.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.** Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.— Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 44—56.
- Кутюлин В. А.** Петрологические критерии потенциальной рудоносности верхней мантии.— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тезисы VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л., 1981, с. 301—302.
- Маракушев А. А.** Термодинамическая основа парагенезисов химических элементов в процессе глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 5. М.: Наука, 1975, с. 121—195.
- Оболенский А. А.** Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 200—210.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В.** Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42—71.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В.** Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 79—100.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В.** Критерии связи эпитермального оруденения с магматизмом.— В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 96—107.
- Овчинников Л. Н.** Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 318—329.
- Островский П. А., Орлова Г. П., Рудницкая Е. С.** О стехиометрии растворов воды в щелочно-алюмосиликатных расплавах.— Докл. АН СССР, 1964, т. 195, № 5, с. 1224—1227.
- Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А.** Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 335 с.
- Симкин Г. С.** О методике выбора элементов-индикаторов ртутного оруденения Терлигхайского месторождения (Тува).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 9, с. 147—148.
- Смирнов В. И.** Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 3, с. 3—17.
- Таусон Л. В.** Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
- Тектоносфера Земли.** М.: Наука, 1978. 531 с.
- Флюорит.** М.: Наука, 1976. 288 с.
- Хитаров Н. И.** О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7, с. 821—825.
- Шипулин Ф. К.** Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 32—65.
- Burnhem C. W., Holloway J. R., Davis N. F.** The specific volume of water in the range 1000- to 8900 bars, 20° to 900°C.— Amer. J. Sci., 1969, 267-A, p. 1235—1242.
- Green G. H.** The origin of basaltic and nephelinitic magmas.— Trans. Lit. Leicester Lit. Phil. Soc., 1970, v. 64, p. 26—54.
- Green H. W.** Trace elements in the fluid phase of the Earth's mantle.— Nature, 1979, v. 277, 5966, p. 465—467.
- Hamilton D. L., Burnhem C. W., Osborn E. F.** The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas.— J. Petrol., 1964, v. 5, N 1, p. 21—39.
- Ito K., Kennedy C. C.** The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressure.— J. Geol., 1974, v. 82, N 3, p. 707—725.
- Kurkijan C. R., Russel L. E.** Solubility of water in molten alkali silicates.— J. Soc. Glass. Technol., 1958, v. 42, p. 1365—1389.
- Mysen B. O., Eggler D. H., Seitz M. G., Holloway J. R.** Carbon dioxide in silicate melts and crystals. Pt.1.— Amer. J. Sci., 1976, v. 276, N 4, p. 1575—1596.
- Mysen B. O., Boettcher A. L.** Melting in hydrous mantle. Pt.1.— J. Petr., 1976, v. 16, N 3, p. 520—548.
- Roedder E.** Liquid CO₂ inclusion in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.— Amer. miner., 1965, v. 50, p. 1746—1782.
- Wyllie P. J.** The role of water in magma generation of diapiric uprise in the mantle.— J. geophys. Res., 1971, v. 76, p. 1328—1338.
- Wyllie P. J.** Influence of volatile components on upper mantle processes.— In: XI General Meeting of IMA, Abstracts. V. 2. Novosibirsk, 1978, p. 54—55.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУД — ВАЖНЫЙ ПРИЗНАК РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

В классическое понятие «рудная формация» входят два определяющих элемента: первый — «минеральный состав руд» и второй — «геологические условия образования». Хотя во втором из них можно усмотреть требование учета физико-химических параметров, на практике при отнесении месторождений к рудным формациям далеко не всегда рассматриваются детали процесса рудообразования с привлечением количественных данных. В ряде случаев это объясняется тем, что на ранней стадии изучения рудных объектов еще отсутствуют сведения, позволяющие говорить о давлении, температуре, рН, Eh растворов, стационарности условий и т. п. Однако по ряду причин, в том числе связанных с решением практических задач, их изучение и использование бывает совершенно необходимо.

Во-первых, это предопределяется конвергентностью ряда месторождений. Если одинаковые по минеральному составу и формам рудных тел месторождения могут образоваться различными путями в результате несходных физико-химических процессов, то неправомерно применять к ним одни и те же геологические предпосылки и поисковые признаки. Необходимо выяснить детали условий их образований и лишь затем определять критерии прогнозирования и поисков.

Во-вторых, если мы хотим следовать по пути конкретизации методик и понятий в геологической науке, то необходимо вкладывать в их содержание количественно определяемые факторы.

И, в-третьих, разработанность теории и технические возможности таковы, что можно уже сейчас вести достаточно детальный физико-химический анализ процесса рудообразования.

Чтобы проиллюстрировать возможность применения некоторых способов учета количественно определяемых параметров при рудноформационном анализе, ниже излагаются данные по некоторым ртутным месторождениям Закарпатья и Донбасса.

Месторождения ртути этих регионов относятся к монометальной ртутной формации. Закарпатские месторождения Боркут, Большой Шаян, Каменный карьер определяются как субвулканические, донбасские — Никитовка, Константиновка — как телетермальные.

Закарпатские ртутные месторождения располагаются в области активного вулканизма позднеогенового — четвертичного возраста и часто приурочены к структурам, вмещающим штоки интрузивных пород, располагаясь в их контактах. Нельзя сказать, что месторождения Закарпатья подобно Монте-Амиата (Италия), Сульфур-Бэнк, Косо (США), района Мурат-Даги (Турция), Чемпуре (СССР) тесно увязываются с вулканическими процессами и эффузивными породами. Они только располагаются в области молодого вулканизма и по времени образования, по видимому, предшествовали или совпадали с начальными его фазами. К субвулканическому типу они относятся в определенной степени условно. Их принадлежность к рудной формации разными авторами также определялась различно: мышьяково-сурьмяно-ртутная, ртутно-полиметаллическая, ртутная. Как известно, практическое значение объектов, относимых к перечисленным формациям, различно.

Наиболее разведанным и изученным из Закарпатских ртутных месторождений является Боркут. Оно залегает в эндо- и экзоконтактах штока неогеновых кварцевых диорит-порфиритов, прорывающих толщу сланцев, глин, песчаников и туфов верхнеогенового возраста. Ртутная минерализация образует непротяженные жилы, перпендикулярные контакту, уплощенные столбы, следующие контакту, незначительные согласные за-

лежи в песчаниках, примыкающих к штоку, и рассеянную вкрапленность. Ртутные руды сложены киноварью, марказитом, которые, судя по гомогенизации включений, образовались в диапазоне температур 100—250°. Редко встречаются пирит, метациннабарит, а также галенит и сфалерит. Из жильных минералов практически единственным является кварц различных модификаций. Обнаруживаются реликты карбонатов. Из минералов околорудно измененных пород наиболее широко распространен каолинит. Его можно считать компонентом руды. По вертикали ртутная минерализация прослежена здесь на 400 м.

Приведенная общегеологическая характеристика месторождения Боркут и минеральный состав его руд не противоречат тому, чтобы сопоставить его с Никитовским месторождением. Однако изучение минеральных парагенезисов и физико-химических условий их образования приводит к несколько иным выводам, которые, возможно, имеют значение не только для расшифровки процессов на Боркуте, но и для ртутного оруденения вообще.

Для понимания рудообразования на Боркуте весьма важно выяснение взаимоотношения киновари и сфалерита, иногда пространственно ассоциирующихся. Некоторые исследователи считают эти взаимоотношения парагенетическими, что влечет за собою установление зональности (наиболее часто сфалерит встречается на нижних горизонтах) и отнесение месторождения к ртутно-полиметаллической формации или минеральному типу.

Как известно, составы сфалеритов, находящихся в равновесии с сульфидами железа, дают информацию о химических условиях среды рудообразования, в частности о режиме серы. В целях изучения этого вопроса мы сопоставили имеющиеся литературные данные, произвели дополнительные расчеты и экстраполяции, в результате чего была составлена диаграмма составов сфалерита в равновесии с сульфидами железа и положение реакции ртути — сульфид ртути (рис. 1). На диаграмме положение равновесия реакции $Hg + \frac{1}{2}S_2 = HgS$ получено расчетным путем на основании последних уточненных данных для свободных энергий образования киновари и метациннабарита [Ходаковский и др., 1977]. Оно значительно отличается от приводимого П. Бартоном и Б. Скиннером [1970]

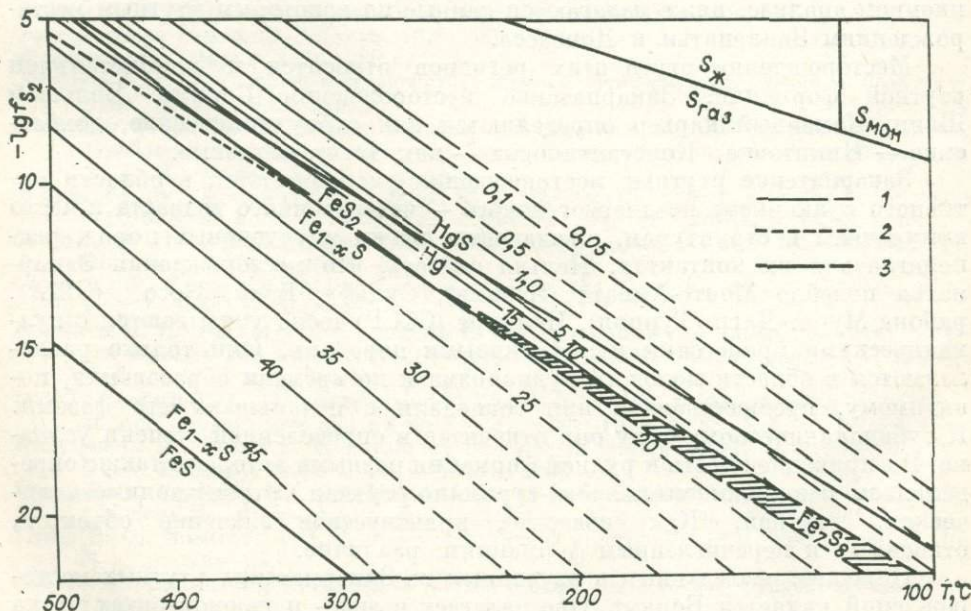


Рис. 1. Составы сфалерита в равновесии с сульфидами железа и положение реакции ртути — сульфид ртути.

1 — составы сфалерита, мол. % FeS; 2 — реакция $Hg + S = HgS$ (по П. Б. Бартону и Б. Дж. Скиннеру [1970]); 3 — линии фазовых равновесий. Заштрихованная область сфалерит + моноклинный пирротин. Давление ~ 1 атм.

на основании неопубликованного сообщения Бетке. По нашему мнению, установленное положение равновесия (см. рис. 1) больше отвечает наблюдаемому в природе ассоциациям, чем показанное П. Бартоном.

Исходя из полученного поля существования сульфида ртути, учитывая данные Е. К. Лазаренко, Б. В. Мерлича, Б. В. Захики об образовании руд Боркута в интервале температур 100—250°, можно по диаграмме определить, что содержание железа в сфалеритах для равновесных ассоциаций не должно превышать 1—5 мол. % FeS вследствие высоких активностей серы, необходимых для образования сульфида ртути.

В составе сфалеритов Боркута, по данным проведенных нами анализов, присутствует до 14 вес. % (т. е. более 20 мол. % FeS) железа. Это говорит о невозможности их парагенезиса с киноварью. Известные на некоторых месторождениях СССР ртутьсодержащие сфалериты, которые действительно находятся в парагенезисе с киноварью, обычно либо вообще не обнаруживают железа, либо содержат его не более 1—2% [Васильев, Лаврентьев, 1976].

Сфалериты с высоким содержанием железа в ассоциации с пирротинном на ртутных месторождениях равновесно могут сосуществовать только с самородной ртутью при низком в этом случае потенциале серы. Видимо, подобная обстановка могла иметь место на месторождении Марангош, расположенном вблизи Боркута, где самородная ртуть встречена в ассоциации с пирротинном (скв. 854; 260-й метр).

Приведенные данные свидетельствуют против тесного родства полиметаллической и ртутной минерализации на месторождениях Закарпатья. В период между формированием этих ассоциаций произошло резкое изменение химизма растворов в отношении режима серы либо значительное, на 50—100°, снижение температуры. По-видимому, это не позволяет говорить о ртутно-полиметаллической формации. Правильнее будет считать, что на Боркуте к одной и той же структуре приурочено разновозрастное ртутное и полиметаллическое оруденение.

Вторым элементом анализа физико-химических условий образования руд месторождения Боркут было изучение содержаний в киновари и метациннабарите кадмия и цинка. Как известно, М. П. Кулаков [1976], В. Л. Таусон и М. Г. Абрамович [1980] показали влияние примеси кадмия и цинка на температуру перехода киноварь — метациннабарит (рис. 2). Из диаграммы видно, что уже 1,5% CdS, т. е. менее 1% Cd, не оставляют сульфиду ртути возможности при любых положительных температурах кристаллизоваться в виде киновари. С другой стороны, самые незначительные примеси кадмия резко расширяют поле устойчивости метациннабарита в область низких температур. Подобная картина наблюдается и в случае примеси цинка, т. е. незначительное колебание содержаний этих элементов вместе с температурными флуктуациями может привести к сложной картине распределения и очередности выпадения киновари и метациннабарита. На Боркуте наблюдается размещение гипогенного метациннабарита по всему вертикальному рудоносному интервалу, при одновременном чередовании во времени отложения киновари и метациннабарита. Нами наблюдались почковидные агрегаты, в которых нарастают друг на друга метациннабарит, марказит, киноварь, марказит, киноварь. В киновари и метациннабарите Боркута способом микрозондирования минералов и химическими анализами устанавливаются первые десятые доли процента кадмия и цинка, но содержания эти колеблются. Не исключено, что метациннабарит кристаллизовался здесь при температурах 200° и ниже. По-видимому, физико-химические параметры

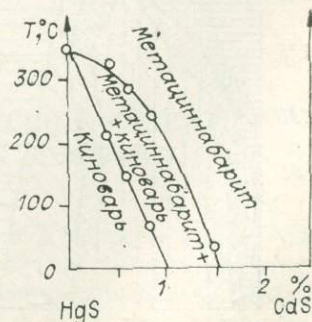


Рис. 2. Фазовые отношения киновари и метациннабарита в системе HgS—CdS (по М. П. Кулакову [1976]).

гидротермального раствора менялись и процесс в целом носил нестационарный характер.

Еще одним важным признаком при определении физико-химических условий образования руд Боркута является тип околорудных изменений. Здесь четко намечаются три главные ассоциации минералов: а) каолинит — гидрослюда — халцедон — опал; б) серицит — кварц — кальцит (иногда с пиритом); в) хлорит — альбит — адуляр — сидерит — кварц. Их пространственное взаимоотношение и положение относительно ртутных руд говорят о том, что они являются продуктами трех различных процессов — пропилитизации, березитизации и аргиллизации. Время их проявления также различно.

Наиболее тесно с ртутными рудами связаны аргиллизированные, иногда окварцованные породы. Их образование предшествовало и сопровождало отложение киновари и метациннабарита. Главную роль в аргиллизитах Боркута играет каолинит. Окварцевание проявляется как самостоятельно, что чаще бывает на глубоких горизонтах, так и совместно с каолинизацией. Сеть тридимит-каолинитовых прожилков, сопровождаемых киноварью, обычна на средних и глубоких горизонтах месторождения.

Аргиллизация, как правило, наложена на продукты более ранних метасоматических процессов. Ранее выделившиеся вторичные минералы — серицит, хлорит, гидрослюда — замещаются. Их реликты могут частично сохраняться. По периферии интенсивно каолинизированных пород, слагающая переходные зоны, распространены гидрослюдизированные породы. Вне зон аргиллизации расположены березитизированные и пропилитизированные породы. При этом наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность (рис. 3).

В зоне интенсивной аргиллизации практически полностью замещаются карбонаты. Они «оттесняются» во внешние зоны околорудно измененных участков или, возможно, вверх по рудоносной структуре. Это замещение вполне объяснимо, так как каолинизирующие растворы были первично кислыми. Между степенью карбонатизации и интенсивностью ртутного оруденения наблюдается обратная зависимость.

По вертикали зона каолинизации уменьшается в мощности. При этом увеличивается количество кварца. Вертикальный размах интенсивной каолинизации на Боркуте, по-видимому, определяет глубину развития кварц-полиаргиллит-киноварного типа руд. Это не исключает присутствия на более низких горизонтах ртутных руд иных минеральных типов.

Поскольку ртутное оруденение в Закарпатье, как правило, не выходит за контуры аргиллизированных пород, можно считать, что оно пространственно и генетически с ними связано. Первичнокислые растворы произвели предрудные изменения пород и во второй половине периода гидротермальной деятельности, возможно, при некотором повышении значения рН отлагали киноварь, метациннабарит, марказит. На основании проведенных исследований

можно сделать заключение, что формирование ртутных руд Боркута происходило в сложных условиях в относительно

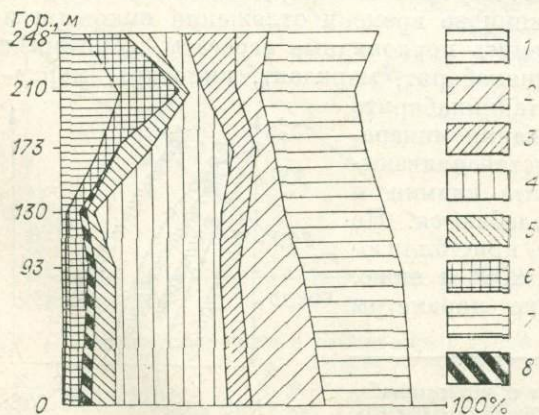


Рис. 3. Вариационная диаграмма средних содержаний вторичных минералов в околорудных метасоматитах в вертикальном разрезе рудного тела № 5 на месторождении Боркут.

1 — каолинит; 2 — опаловидное вещество тридимит-каолинитового состава; 3 — гидрослюда, монтмориллонит; 4 — кварц, халцедон; 5 — кальцит, сидерит, анкерит; 6 — марказит, пирит; 7 — киноварь, метациннабарит; 8 — серицит.

не протяженном вертикальном интервале, в кислой среде, при нестационарности условий и быстром выпадении сульфида ртути. Предполагается, что транспорт ртути при высоком значении температурного градиента вулканической области и кислого характера растворов происходил в элементарной и гидросульфидной формах.

Ртутные месторождения Донбасса, приуроченные к авлакогену в теле Русской платформы, размещаются в пределах антиклиналей и куполов, осложненных разломами. По минеральному составу руд (киноварь, пирит, марказит, галенит, сфалерит, антимонит, кварц, кальцит) и околорудным изменениям (окварцевание, аргиллизация, хлоритизация) они имеют определенные черты сходства с описанными выше. В размещении и форме рудных тел также нельзя усмотреть черты, которые принципиально отличали бы их от закарпатских, однако распространение руд по вертикали (более 1 км) и общие масштабы месторождений здесь совершенно иные. И лишь отсутствие магматических пород служит обычно основой для отнесения их к другому типу.

В то же время изучение руд и околорудно измененных пород Никитовского месторождения, проводившееся Е. Е. Захаровым, Н. И. Королевым, А. П. Большаковым, Е. Г. Тихоненковой, В. Ф. Раздорозным, а в последнее время И. П. Щербанем и другими геологами, показывают те главные отличия, заключающиеся в физико-химических условиях минералообразования, которые послужили причиной различия масштабов оруденения. Предполагается, что температуры рудообразования здесь были существенно ниже, чем в Закарпатье, комплексы минералов говорят о несколько более высоких значениях рН среды, и, главное, процесс минералообразования был несравненно более стационарен, чем на Боркуте или Бол. Шаяне. Именно эти характеристики должны были бы явиться основанием для отнесения месторождений ртути Донбасса к другой рудной формации.

Как можно видеть на примерах закарпатских и донбасских ртутных месторождений, обычные геологические характеристики не всегда бывают достаточны для правильного отнесения объекта к той или иной рудной формации и определения предпосылок и критериев прогнозирования и поисков. В этих случаях оказывается необходимым анализ физико-химических условий рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартоп П. Б., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 211—285.
- Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Новые находки ртути содержащих сфалеритов и их значение.— Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 76—83.
- Кулаков М. П. Исследование взаимной растворимости в системе $HgS-CdS$.— Журн. неорг. химии, 1976, т. 21, № 2, с. 513—517.
- Таусон В. Л., Абрамович М. Г. Исследование системы $ZnS-HgS$ гидротермальным методом.— Геохимия, 1980, № 6, с. 808—820.
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 86—118.

С. И. КИРИКИЛИЦА, Е. Г. ТИХОНЕНКОВА

НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОНБАССА

Ртутоносные объекты Донбасса входят в Донецкую металлогеническую зону (ДМЗ) — крупную линейно-вытянутую область развития эндогенной рудной минерализации — и расположены в пределах Днепровско-Донецкого прогиба (ДДП), имеющего рифтовую природу и выполнен-

ного мощной толщей терригенных осадков фанерозоя. Породы смяты в линейные складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями.

ДМЗ охватывает генетический ряд рудных формаций: золото-полиметаллическую, сурьмяно-ртутную и ртутную, основные закономерности образования которых могут рассматриваться в определенной мере в качестве элементов генетической модели ряда рудных формаций и отдельных его членов. К числу таких закономерностей относится направленное изменение в пространстве и времени: вещественного состава руд и сопровождающего их гидротермального метаморфизма вмещающих пород, масштабов рудоносных объектов, типоморфных свойств минералов-индикаторов, физико-химических условий минералообразования.

Основные месторождения и рудопроявления названных рудных формаций расположены вдоль осевой части ДДП, образуя Центральную рудную зону, локализованы в пределах мелких брахиантиклинальных структур, осложняющих антиклинальные складки более низших порядков, контролируются осевым глубинным разломом [Металлогения ртути, 1976].

Некоторые элементы латеральной зональности в распределении эндогенной рудной минерализации Донбасса были описаны и ранее [Геология ртутных..., 1975]. Наиболее сложный минеральный состав руд наблюдается на месторождениях золото-полиметаллической рудной формации, где насчитывается свыше 20 рудных минералов [Юшко, 1948; Якжин, 1966], которые отлагались в течение трех стадий гидротермального процесса. Так, собственно высокотемпературная золоторудная ассоциация, представленная золотом, арсенопиритом и пиритом, сменяется среднетемпературной полиметаллической, сложенной в основном сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, халькопиритом. За ней следует низкотемпературная свинцово-сурьмяная, состоящая из бурнонита с небольшим количеством ртутисодержащего тетраэдрита, джемсонита, антимонита. Следовательно, в последних стадиях рудообразующего процесса на первое место выходят минералы сурьмы и ртути.

Далее на северо-запад сформировалось сурьмяное рудопроявление, представленное в основном антимонитом, за ним — месторождения и рудопроявления сурьмяно-ртутной формации Никитовского рудного поля, в составе руд которых насчитывается уже 16 минералов, причем к числу основных относятся лишь киноварь, антимонит, пирит, на некоторых участках арсенопирит.

Рудоотложение происходило в течение двух стадий. Первая, видимо более низкотемпературная, представлена арсенопиритом, пиритом, киноварью, вторая — киноварью, антимонитом, пиритом. С юго-востока на северо-запад рудного поля увеличивается роль второй стадии в рудообразующем процессе.

Северо-западнее Никитовского рудного поля расположено Дружковско-Константиновское, рудоносные объекты которого формируют ртутную формацию. Состав руд здесь еще более простой. Основной рудный минерал — киноварь, присутствуют пирит, марказит. Кроме того, здесь имеются единичные находки еще 10 минералов, присутствующих в виде очень редкой и тонкой вкрапленности. Среди них есть и такие, которые входят в состав руд на Никитовском рудном поле: арсенопирит, антимонит, висмутин.

Руды северо-западной части рудного поля (Дружковский и Суровский участки) отличаются своей металлогенической характеристикой — появляется реальгар. Формируются они, видимо, в результате новой стадии рудообразующего процесса.

Особенностью Дружковско-Константиновского рудного поля является повсеместное присутствие в рудах твердых и жидких битумов. Киноварь-битумная ассоциация наблюдается и на северо-западных окраинах ДМЗ в пределах солянокупольных структур. В литературе приводятся сведения о вполне определенном положении битумной минерализации по

отношению к ртутному оруденению: она располагается на его флангах [Геология ртутных..., 1975]. Учитывая закономерное развитие битуминизации на периферии рудных зон, видимо, возможно включить область ее развития в ряд минералогической зональности в пределах ДМЗ в качестве ее самого крайнего члена.

Охарактеризованная горизонтальная (латеральная) зональность сочетается с вертикальной, выражающейся, в частности, на Никитовском рудном поле в увеличении с глубиной содержания в рудах арсенопирита, галенита и сфалерита. Появление галенита и сфалерита отмечено также и на глубоких горизонтах Дружковско-Константиновского рудного поля.

Формирование рудной минерализации сопровождалось гидротермальным метаморфизмом вмещающих пород. Околорудно измененные породы, которые наиболее детально изучены на ртутоносных объектах, относятся к формации низкотемпературных аргиллизитов. В составе их преобладают диккит, гидрослюда, диоктаэдрический хлорит, смешанослойные минералы наряду с широким развитием кварца и карбонатов. Состав аргиллизитов на рудоносных объектах Донбасса неодинаков и закономерно меняется с юго-востока на северо-запад согласно с формационной изменчивостью рудных месторождений.

В северо-западном направлении постепенно уменьшается роль хлоритовой минерализации и увеличивается диккитовой, а затем — гидрослюдистой. На месторождениях золото-полиметаллической формации развит хлорит. В пределах Никитовского рудного поля околорудно измененные породы представлены двумя фациями — хлоритовой и диккитовой при преобладающей роли последней. Причем хлоритовая фация генетически связана с первой стадией оруденения, а диккитовая — с более поздней второй. На Дружковско-Константиновском рудном поле преимущественное развитие имеет гидрослюдистая фация.

Интенсивность гидротермального метаморфизма пород постепенно уменьшается в северо-западном направлении параллельно с уменьшением масштабов оруденения. Так, если на оруденелых участках Никитовского рудного поля рудовмещающие песчаники полностью превращены в хлорит- или диккит-кварцевые метасоматиты, то на Дружковско-Константиновском рудном поле они содержат реликты не только более ранних метасоматических минералов (гидрослюды, карбонаты), но и первичных составляющих пород.

Зоны аргиллизитов различного состава в общих чертах совпадают с соответствующими зонами жильной минерализации, что подчеркивает их генетическую связь. В свою очередь, о такого же рода связи между метасоматитами и рудным процессом можно говорить на основании особенностей распределения в минералах гидротермально измененных пород, в частности в диккитах, элементов-индикаторов ртутного оруденения.

О наличии связи свидетельствуют повышенные содержания в диккитах из рудных зон ртути и таких элементов-индикаторов, если говорить о ртутном оруденении, как сурьма, мышьяк, галлий, германий. Степень насыщенности диккитов ртутью, по-видимому, зависит от интенсивности процесса рудоотложения и уменьшается по направлению с юго-востока на северо-запад. Так, содержание ртути в диккитах Никитовского рудного поля вдвое выше, чем Дружковско-Константиновского. В том же направлении резко уменьшаются содержания мышьяка и сурьмы.

Зональность в размещении гидротермальных рудных минералов отражается в их кристалломорфологии, в частности характере выделений киновари и диккита. С юго-востока на северо-запад, соответственно с изменением масштабов оруденения, изменяются размеры и форма кристаллов киновари. Если на Никитовском рудном поле, в центральной его части, они достигают 7—8 мм, то в наиболее рудонасыщенной части Дружковско-Константиновского рудного поля они не превышают 1—2 мм, а на западном его фланге киноварь пылеватая — в порах и трещинах.

С уменьшением размеров выделений киновари изменяется и габитус ее кристаллов, что находится в соответствии с отмеченной выше регио-

нальной минералогической зональностью. На основании данных В. И. Зубова [1976] можно сделать вывод о существовании следующей закономерности. С юго-востока от Никитовского рудного поля на северо-запад вдоль Дружковско-Константиновского происходит переход от изометричных сдвойникованных ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ и $\{10\bar{1}2\}$ к простым и все более вытянутым ромбоэдрическим формам $\{10\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}3\}$ и $\{10\bar{1}4\}$.

Также последовательно уменьшается и степень кристалличности диктитов [Тихоненкова, 1979].

Еще одна закономерность рудообразующего процесса заключается в снижении температуры гидротермальных растворов с юго-востока на северо-запад. Так, по данным Б. С. Панова [1975], средняя температура минералообразования в золоторудной зоне составляет 330° , а в полиметаллической — 215° . В ртутнорудной зоне в пределах Никитовского рудного поля эта температура равна 135° [Колтун, Головченко, 1962], а на Дружковско-Константиновском рудном поле — 100° [Зацеха и др., 1973]. Вместе с тем в областях усложнения состава минеральных ассоциаций фиксируется некоторое повышение температуры минералообразования в центральных зонах. Так, в золоторудной зоне она равна 330° , в полиметаллической — 250° , в ртутной зоне на Никитовском рудном поле — 150° , а на Дружковско-Константиновском — 110° .

Данные определения абсолютного возраста ртутного оруденения в различных частях Донецкой металлогенической зоны позволяют сделать вывод об изменении этого возраста, выражающемся в последовательном омоложении рудопроявлений с юго-востока на северо-запад вдоль оси ДДП. Наиболее древние — золоторудные проявления на юго-востоке, а наиболее молодые — ртутное оруденение Дружковско-Константиновского и Славянского рудных полей. Примечательно, что абсолютный возраст наиболее рудонасыщенных объектов отвечает возрасту складчатости и орогенеза в соседних с Русской платформой геосинклинальных областях [Дворников и др., 1977].

Отмеченные частные особенности гидротермального рудообразующего процесса вытекают из более общей закономерности, заключающейся в том, что гидротермальная система, итогом функционирования которой явилось формирование генетического ряда рудных формаций ДМЗ, эволюционировала в пространстве и времени. В ходе этой эволюции фронт гидротермального процесса смещался вдоль оси ДДП с юго-востока на северо-запад. При этом происходило снижение температуры минералообразования, общее изменение химизма среды и обеднение состава гидротермальных растворов. Эволюция системы имела прерывисто-непрерывный характер, отражавшийся в пульсационном поступлении порций гидротермальных растворов, обычно отличавшихся по составу от предшествующих. В пределах каждой пульсации (стадии) растворы эволюционировали, меняя свой состав в соответствии с общей направленностью. Таким образом, в течение каждой отдельной фазы гидротермального процесса растворы эволюционировали во времени, а иногда и в пространстве согласно общей схеме эволюции гидротермальной системы в пределах всей Донецкой металлогенической зоны. Общая направленность развития системы характеризуется тенденцией к ее вырождению во времени и в пространстве, выражающейся в снижении интенсивности оруденения на все более молодых и удаленных к северо-западу рудоносных объектах.

Протекание гидротермального процесса на территории ДМЗ сопряжено, видимо, с формированием Днепровско-Донецкого рифта. В тектонически благоприятных местах, обладающих повышенной проницаемостью, рудообразующий процесс протекал более интенсивно в связи с большим притоком гидротерм и их повышенной температурой. Это могло стать причиной возникновения аномальных по составу и температуре минералообразования минеральных ассоциаций, характерных для месторождений той или иной рудной формации. Такие тектонически благоприятные участки возникали вдоль продольных разломов фундамента и в пределах

расположенных над ними кулисообразных рядов складок, а также в местах пересечения продольных разломов поперечными.

Таким образом, основными параметрами генетической модели ряда рудных формаций, связанными с рифтообразными структурами на активизированных платформах, являются следующие:

1) характерный набор рудных формаций и их закономерное соотношение в пространстве и времени (в зависимости от особенностей формирования рифта и его активизации — симметричное или, что мы имеем в данном случае, асимметричное расположение относительно центральной рудной формации);

2) направленное изменение температуры минералообразования, типоморфных свойств минералов-индикаторов, омоложение оруденения;

3) сопряженность рудоотложения с гидротермальными метасоматитами определенной формационной принадлежности, причем для каждой формации характерен особый фациальный набор метасоматитов, который также направленно изменяется по составу;

4) тенденция к вырождению ряда в одном или в двух направлениях; это выражается в постепенном уменьшении размеров рудоносных объектов и интенсивности сопровождающего гидротермального метасоматоза, постепенном обеднении минерального состава руд.

Охарактеризованные черты модели могут быть использованы для прогнозирования месторождений определенных рудных формаций, связанных со структурами типа Днепровско-Донецкого прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 288 с.
- Дворников А. Г., Кирикилица С. И., Тихоненкова Е. Г., Ольхова И. А. Новые данные о возрасте ртутной минерализации в северо-восточной части Донбасса. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 453—455.
- Зацха Б. В., Петриченко О. И., Долишний Б. В., Ласьков В. А. Генетические особенности минералообразования Славянского ртутного месторождения. — Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1973, № 27, вып. 4, с. 326—332.
- Зубов В. И. Кристалломорфология киновари и ее использование при поисках месторождений. М.: Недра, 1976. 80 с.
- Болтун Л. И., Головченко Н. Г. О температурах минералообразования на Никитовском ртутном месторождении, определенном по включениям в минералах. — Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1962, № 16, с. 407—410.
- Металлогения ртuti. М.: Недра, 1976. 256 с.
- Нанов Б. С. Минералогия активизированной области Донбасса и ее обрамления. Автореф. докт. дис. Киев, 1975. 44 с.
- Тихоненкова Е. Г. Минералого-петрографические критерии прогнозирования ртутного оруденения кварц-диккитового типа Донецкой металлогенической зоны. М., 1979. 24 с.
- Юшко С. А. Минералогические ассоциации и последовательность кристаллизации в рудных месторождениях Нагольного кряжа (Донецкий бассейн). М.: Госгеолтехиздат, 1948. 55 с.
- Якшин А. А. Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 60 с.

В. М. ДАЦЕНКО

МАТЕРИАЛЫ

К ПОСТРОЕНИЮ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ УДЕРЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Безусловное достижение в развитии теории рудообразования — выделение полигенных рудных формаций на месторождениях сложного генезиса. В этой связи интересны новые данные, позволяющие охарактеризовать онтогенез Удерейского сурьмяного месторождения в Енисейском кряже. По данным В. И. Бергера [1978], оно относится к золото-



Рис. 1. Особенности строения рудоносного горизонта Удерейского месторождения. Деформированные и будинированные пиритовые прослой (светлое, сверху) и пиритовые конкреции (внизу) этапа формирования сульфидно-вкрапленного оруденения. Черное — углеродистый сланец. 2/3 натур. вел.

антимонитовой березитовой формации. В то же время Э. Г. Дистанов и А. А. Оболенский с соавторами [1977] относят его к кварц-антимонитовой формации, наложенной на более древнее месторождение малосульфидных кварцевых жил. Эти же авторы отмечают, что вопрос о выделении стадий и этапов на сурьмяных месторождениях дискусионен. Альтернативны представления о стадийном или этапном проявлении антимонитовой минерализации в рудах.

Представление о развитии оруденения в рамках единого многостадийного процесса поддерживается Л. В. Ли, В. Г. Михеевым с соавторами [1971], В. И. Бергером [1978] и др. По мнению Н. В. Петровской [1956], Г. Н. Гамянина, Л. Н. Индолева и др. [1980], сурьмяная и золоторудная минерализации связаны с независимыми этапами минералообразования. Наши материалы подтверждают вторую точку зрения.

Удерейское месторождение сурьмы неоднократно описывалось ранее [Стеблева, 1971; Дистанов и др., 1975, 1977; Рудные месторождения..., 1978; Бергер, 1978; и др.]. Новые данные касаются установления здесь сульфидно-вкрапленного оруденения, связанного с пластовыми зонами

вкрапленности, стяжениями и конкреционными обособлениями пирита и арсенопирита (рис. 1). Обогащенные пиритом слои будинированы и принимают участие в складчатости, тогда как сурьмяная минерализация приурочена к секущим структуре кварцевым жилам.

Сульфидные конкреции сложены кварцем и пиритом, примесь арсенопирита в них редко превышает 5%. Внутреннее строение концентрически-зональное, обусловленное варьирующим содержанием кремнистого материала в агрегате мелкозернистого пирита. Форма их обычно овальная, реже шарообразная блоковая или сигарообразная. Размеры в поперечном сечении достигают 15—25 см, обычно же изменяются от 2—3 до 10 см.

В разрезе вмещающих углеродистых сланцев удерейской свиты сульфидные конкреции локализованы в узком стратиграфическом интервале.

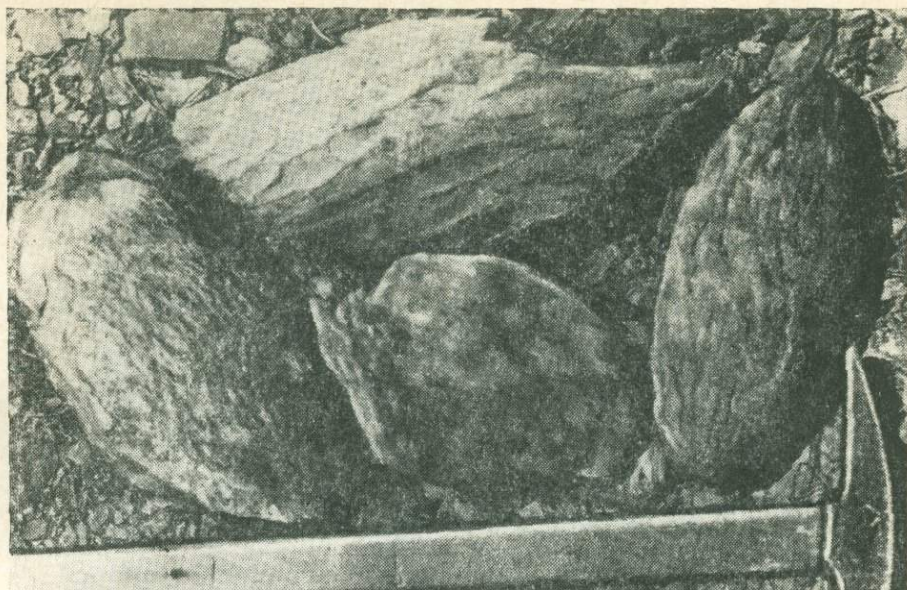


Рис. 2. Кремнисто-карбонатные (слева) и сульфидные (справа) конкреции на фланге Удерейского месторождения. 1/10 натур. вел.

Площадь их распространения ограничивается Удерейским месторождением, за пределами которого в том же интервале широко развиты кремнисто-карбонатные конкреции. Формы тех и других настолько близки, что по внешнему виду их не всегда можно отличить (рис. 2).

Внутреннее строение кремнисто-карбонатных конкреций весьма характерно [Даценко и др., 1982]. Внешняя их зона, как правило, имеет текстуру «конус в конусе», внутреннее сложение оолито-подобное (рис. 3), образованное за счет колоний водорослей (рис. 4). Происхождение конкреций нельзя объяснить с позиции «двух направлений литогенеза в одном и том же осадке, реализующихся в образовании типичных органогенных известняков (конкреции) и пелитов (среда)», как это сделано Н. С. Скрипченко [1980] для Жайремского района, характеризующегося мелководными условиями накопления вмещающих конкреции девонских отложений. Дело в том, что исходные для углеродистых черных сланцев удерейской свиты осадки формировались в глубоководных условиях, исключающих возможность



Рис. 3. Фрагмент зональной кремнисто-карбонатной конкреции. 1/3 натур. вел.



Рис. 4. Сидеритовые «оолиты» из конкреций, образованные за счет колоний водорослей. Шлиф, ув. 34, без анализатора.

любой жизнедеятельности. Следует полагать, что существовавшие в удерейское время колонии водорослей по мере отмирания погружались на морское дно, обволакивались глинистым материалом и давали начало конкрециям и конкреционным слоям. При погружении конкреционного горизонта на уровень развития зеленосланцевой фации в процессе регионального метаморфизма слагающий конкреции карбонатный материал частично, а в отдельных случаях полностью, замещался более активным в этих условиях кремнеземом, однако особенности оолитоподобного строения ядер конкреций и фунтиковая текстура внешней их зоны сохранились.

Приведенные данные показали необходимость специального изучения зоны смены кремнисто-карбонатных конкреций сульфидными на фланге месторождения. Оказалось, что в очень узком интервале, измеряемом несколькими метрами, можно наблюдать и частично замещенные пиритом кремнисто-карбонатные конкреции. В первую очередь замещению подвергались «оолиты» ядерной части и наружная оболочка конкреций с характерной текстурой «конус в конусе» (рис. 5). Находка такого рода контурных псевдоморфоз (фитоморфоз) подтвердила метасоматическую природу сульфидных конкреций. Сульфидизирующий конкреции гидротермальный раствор был настолько концентрированным, что мог переходить в гель, о чем свидетельствуют запечатленные в пиритовых конкрециях признаки пластических деформаций сульфидного агрегата в вязком состоянии (рис. 6).

Образование гелей при гидротермальном минералообразовании и гелевый метасоматоз следует связывать с обменными реакциями между гидротермами и карбонатным материалом конкреций, при которых происходило резкое понижение кислотности растворов [Кигаи, 1974]. При этом вмещающие углеродистые сланцы, бедные сильными основаниями и не способные снижать кислотность растворов, замещению не подвергались, за исключением прослоев с повышенным содержанием железистых карбонатов в сланцах (см. рис. 1).

Дальнейшее развитие гидротермального процесса привело к тому, что пиритовые оторочки обрастали сульфидные конкреции в качестве затравки (рис. 7). Обогащения рудных минералов возникали как продукты деятельности локальных скоплений химически активных растворов при большом участии коллоидных фаз, гелей и суспензий. Рудоносные растворы разгружались на пиритовых «затравках», являющихся источниками серы. Оторочки росли подобно конкрециям с зародышевым

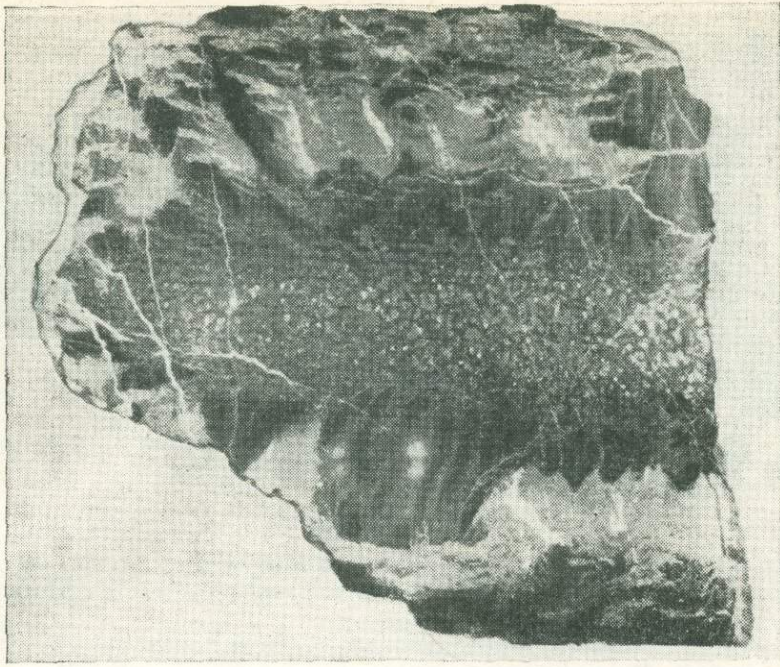


Рис. 5. Сульфидная метасома по кремнисто-карбонатной конкреции. Черное — кварц, светлое — пирит. Северо-западный фланг Удерейского месторождения. 1/3 натур. вел.

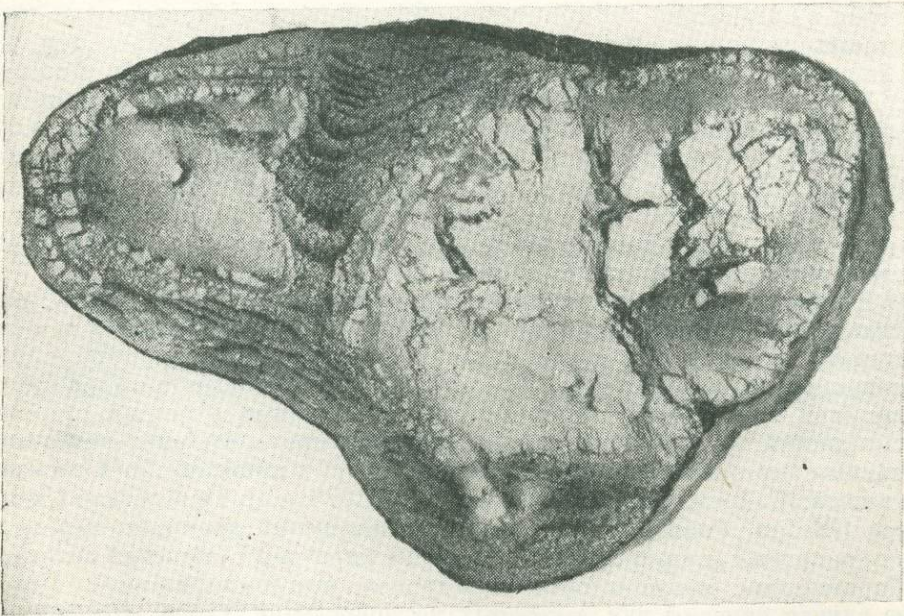


Рис. 6. Обрастание пиритовых конкреций оторочками пирита с признаками пластических деформаций, свидетельствующих о желеобразном состоянии сульфидных агрегатов в стадии сингенеза. Отчетливо устанавливается ориентировка вектора силы тягести во время дорастания конкреции. Фланг Удерейского месторождения. 2/3 натур. вел.

ядром, «раздвигали» вмещающую породу или использовали полости, возникшие в результате селективной деструкции. Именно таким представлялся Н. В. Петровской [1969] механизм формирования обломковидных и округлых обособлений сульфидов в колчеданных месторождениях.

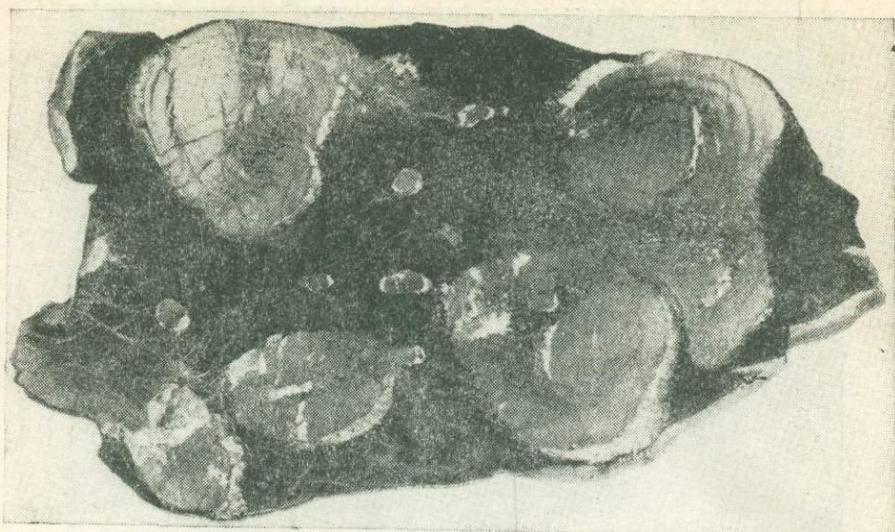


Рис. 7. Начальная стадия формирования пиритовой мегаконкреции. Черное — углеродистый сланец, светлое — пирит. Удерейское месторождение. 1/4 натур. вел.

При этом Н. В. Петровская предполагала гелевую консистенцию сульфидного материала. По ее мнению, процессы деструкции минеральных агрегатов, растворение диспергированного вещества и его вынос происходили одновременно с образованием на его месте высококонцентрированных растворов дисульфида железа.

Так происходило становление существенно пирититовой залежи, которая в дальнейшем стала активным геохимическим барьером для золотоносных гидротерм. Пиритовые конкреции рудоносны только там, где на них наложено гидротермальное оруденение. По данным Э. Г. Дистанова, А. А. Оболенского и др. [1977], рудоотложение происходило из существенно углекислых растворов, тогда как рудоносные растворы, отложившие кварц-антимонитовые руды в связи с наложенным этапом новой гидротермальной деятельности, были концентрированными щелочными сернисто-хлоридными. Температура первых достигала 350°C, вторых — не превышала 180°. Присутствие золота в сурьмяных рудах мы связываем с переотложением его из руд первого этапа.

Итак, месторождение возникло при совмещении трех формаций: раннескладчатых стратифицированных пирититов с широко развитыми сульфидными конкрециями и конкреционными слоями; соскладчатой золотоарсенопиритовой, осажденной на пиритах; послескладчатой кварц-антимонитовой, образующей жильные тела в отдельных участках развития соскладчатой формации. Месторождение формировалось аналогично колчеданным месторождениям, становление которых происходило в несколько этапов: Жайрем, Фелизчай [Критерии..., 1978; и др.] и особенно Кизил-Дере [Жабин, Рябова, 1971]. Изучение замещений кремнисто-карбонатных конкреций показало, что образование пиритовых стяжений связано с избирательным метасоматозом (текстурная псевдоморфизация). Подобные случаи описаны для некоторых месторождений Урала [Петровская, 1969], Кавказа [Алиев, Мамедов, 1979] и др.

Сульфидные конкреции известны на многих рудных объектах, связанных с «черными сланцами» (Южная Карелия, Урал, Дагестан, Ата-суйский рудный район Центрального Казахстана, Патомское нагорье и др.). Часто их называют «округлыми обособлениями», «обломковидными обособлениями» и т. д., приписывают им диагенетическое, тектоническое либо метасоматическое происхождение. Приведенный нами материал представляет собой, вероятно, частный случай решения этой сложной проблемы и дает ответ на некоторые вопросы, возникающие в связи с формированием Удерейского месторождения: происхождение и роль сульфидных

конкреций; стратиформность рудных тел первого этапа; автономность развития оруденения первого и второго этапов.

Таким образом, изучение генезиса месторождения показало, что важное поисковое значение конкреционного горизонта удерейской свиты в Енисейском кряже заключается в том, что диагенетические кремнисто-карбонатные конкреции определяют неоднородность осадочных пластов и возникновение по ним зон повышенной проницаемости, рудопроводящих и рудолокализирующих структур. При наложении гидротермальных процессов железистый карбонат легко замещается дисульфидом железа, а формирующиеся при этом пиритсодержащие пачки становятся геохимическим барьером для осаждения металлов из гидротерм.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев А. А., Мамедов М. М. Обломковидные обособления на Кахетском колчеданно-полиметаллическом месторождении.— *Сов. геология*, 1979, № 12, с. 109—111.
- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 255 с.
- Гамияни Г. Н., Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Супецов В. М. Генетические особенности золота сурьмяных месторождений.— В кн.: *Проблемы генетической информации в минералогии*. Сыктывкар, 1980, с. 18—19.
- Даценко В. М., Лопатин А. П., Прохоров В. Г. Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского кряжа: корреляционная и рудолокализирующая роль.— В кн.: *Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края*. Новосибирск: Наука, 1982, с. 74—87.
- Дистанов Э. Г., Стеблева А. Т., Оболенский А. А. и др. Генезис Удерейского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже.— *Геол. и геофиз.*, 1975, № 8, с. 19—27.
- Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борисенко А. С. Удерейское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже.— В кн.: *Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—32.
- Жабин А. Г., Рябова Т. В. Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— *Геол. рудных месторожд.*, 1971, № 6, с. 25—43.
- Кигаи П. Н. О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании.— В кн.: *Проблемы эндогенного рудообразования*. М.: Наука, 1974, с. 32—67.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Ред. Д. В. Рудквист. Л.: Недра, 1978. 607 с.
- Ли Л. В., Михеев В. Г., Дорофеев Н. П., Бычков А. Т. Геолого-структурные условия размещения и соотношение золотого и сурьмяного оруденения в Южно-Енисейском районе (Енисейский кряж).— В кн.: *Рудоносность и геология Средней Сибири*. Красноярск, 1971, с. 60—65.
- Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— *Зап. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1956, ч. 85, вып. 3, с. 321—332.
- Петровская Н. В. О роли деструкции и «гелевого метасоматоза» при формировании округлых и обломковидных обособлений сульфидов в колчеданных месторождениях Южного Урала.— В кн.: *Геология и методы изучения медноколчеданных, полиметаллических и сульфидно-никелевых месторождений*. М.: изд. ЦНИГРИ, 1969, с. 47—64.
- Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1978. 400 с.
- Скрипченко И. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Стеблева А. Т. Удерейское месторождение сурьмы.— В кн.: *Рудоносность и геология Средней Сибири*. Красноярск, 1971, с. 81—83.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Рудообразование и построение генетических моделей рудных формаций	
В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский, В. И. Сотников, В. Н. Шаранов. Геолого-генетические модели рудных формаций	5
Д. В. Рундквист. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций	14
Л. Н. Овчинников. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения	26
Г. Б. Наумов, Н. П. Ермолаев, Э. М. Моторина, А. А. Никитин, Н. Т. Соколова, Л. Ф. Цимбал. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования	34
В. В. Онихимовский, В. И. Гаврилов. Важные факторы построения моделей эндогенного рудообразования	42
Медно-никелевые месторождения	
М. Н. Годлевский, А. П. Лихачев. Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе	47
В. В. Золотухин. Геолого-генетическая модель сульфидного медно-никелевого оруденения (на примере норильского типа)	55
Г. И. Кавардин. Геолого-генетическая типизация сульфидных медно-никелевых месторождений	63
Э. Г. Конников, М. Ф. Трунева. Факторы локализации медно-сульфидного оруденения в Чинейском габбро-норитовом плутоне	71
Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. П. Молотков. Генетическая модель сульфидного медно-никелевого и никель-кобальтового рудообразования Воронежского кристаллического массива	77
Железорудные месторождения	
А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец, Г. С. Нечкин. Возможная модель вулканоплутонического железнакопления	85
А. Л. Павлов. Физико-химическое моделирование процессов магматогенного магнетитового оруденения	93
М. П. Мазуров. Формационные типы и генетические модели скарновых железорудных месторождений	99
И. А. Калугин. Петрохимические критерии подвижности железа при эндогенном рудообразовании	105
Медно-молибденовые месторождения	
В. И. Сотников, А. С. Калинин, А. П. Берзина. Генетическая модель медно-молибденовой формации	112
И. Г. Павлова. Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений	127

В. И. Рехарский, Л. Н. Варьяш, В. П. Капсамун, В. А. Кудрин, Л. П. Носик, Ю. Н. Пашков. О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений	135
И. П. Златогурская, Л. Е. Эгель. Геолого-генетические модели молибдено-меднопорфировой формации Карпато-Балканской складчатой области	143
А. В. Пизнюр. Модель эволюции рудоносных флюидов — основа локальной оценки и прогноза оруденения	148

Сурьмяно-ртутные месторождения

А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, А. С. Борисенко. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпитермальных месторождений	154
В. Б. Черницын, В. И. Сорокин, С. И. Кирикилица, Н. Н. Макаров, В. В. Рогаченко. Физико-химические параметры образования руд — важный признак рудной формации	161
С. И. Кирикилица, Е. Г. Тихоненкова. Некоторые элементы генетической модели эндогенных рудных формаций Донбасса	165
В. М. Даценко. Материалы к построению генетической модели Удерейского месторождения	169

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ.**

Том 1.

**РУДООБРАЗОВАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ. МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ, ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ,
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ, СУРЬМЯНО-РУТУТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Ответственный редактор *Валерий Алексеевич Кузнецов*

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Л. Л. Михайлова, Е. Н. Зимица*

ИБ № 23253

Слано в набор 21.10.82. Подписано к печати 13.06.83. МН-07534. Формат 70×108¹/₄. Бумага
типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,1. + 2 вкл. Усл.
кр.-отт. 17,2. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1500 экз. Заказ № 373. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресам:

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Джанаридзе, 13
320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
335009 **Ереван**, ул. Туманяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277001 **Кишинев**, ул. Пирогова, 28
343900 **Краматорск** Донецкой обл., ул. Марата, 4
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
192104 **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 8
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22
142292 **Пушино** Московской обл., МР «В», 1
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87

Геолого-генетические модели рудных формаций. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шаров В. Н. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рудная формация рассматривается как основной объект построения типовых геолого-генетических моделей. Анализируется структура интегральной модели, включающей источники рудоносных флюидов и рудообразующих веществ, формы их транспорта в зоны рудоотложения, причины и условия концентрированного рудоотложения. Частные модельные построения касаются отдельных элементов единого процесса рудообразования. В зависимости от уровня их изученности модели могут быть качественными и количественными. Качественные модели определяют структуру, форму, состав системы и указывают последовательность событий. Количественные модели представляют собой следующий этап более углубленного изучения и количественного раскрытия связей и отношений в геологических явлениях, которые могут быть формализованы и описаны уравнениями, обоснованными соответствующими законами термодинамики и физики.

Табл. 1, библиогр. 40.

Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций. Рундквист Д. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Разработка геолого-генетических моделей рудных формаций — одна из важнейших задач дальнейшего совершенствования принципов и методов локального прогнозирования и поисков месторождений. При построении моделей рекомендуется широко использовать принципы конвергентности, унаследования, подобия, симметрии, геоида, отражающие наиболее общие закономерности формирования оруденения в истории развития земной коры. Одной из назревших задач настоящего периода развития учения о месторождениях является разработка систематики и классификация геолого-генетических моделей на основе палеорекопструкций рельефа, геологических и физико-химических условий образования оруденения.

Ил. 4, библиогр. 17.

Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения. Овчинников Л. Н. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются принципы построения генетических моделей рудных формаций. Выделяются и характеризуются главные генетические факторы и параметры рудообразования — постоянные и переменные компоненты генетических моделей. Анализ модельных показателей отдельных месторождений, рудных формаций, их групп и классов приводит к синтезу этих показателей, который может быть выражен определенной формулой генотипа рудного месторождения, рудной формации. Формула может быть полной и частной.

Библиогр. 11.

Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования. Наумов Г. Б., Ермолаев Н. П., Моторина З. М., Никитин А. А., Соколова Н. Т., Цимбал Л. Ф. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Современное понимание процессов рудообразования уже не может сводиться к представлениям об одноактном внедрении специализированных рудоносных растворов, а должно учитывать чередование геологических и геохимических событий, подготавливающих как сами рудоносные растворы, так и среду, благоприятную для переноса и отложения рудного вещества. Эти события полезно выделить из сложной предрудной истории геологического развития в особую группу рудоподготовительных процессов. Они могут непосредственно предшествовать рудоотложению или быть значительно оторваны от него во времени, что несколько не умаляет их генетического значения.

Ил. 6, табл. 4, библиогр. 20.

Важные факторы построения моделей эндогенного рудообразования. Онихинковский В. В., Гаврилов В. И. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены геологические обоснование и физические параметры для построения моделей рудообразования с учетом нижеследующей концепции. Земная кора подвержена периодическим сжатиям и раскатыям. Под влиянием горизонтальных напряжений возникает складчатость, сопровождаемая разломами земной коры. Проникая в мантию, они снижают давление и возбуждают магмообразование. Формирующиеся очаги расплава всплывают к земной коре, вызывая в последней поднятия и растяжения. На верхних горизонтах очагов концентрируются металллоносные флюиды. Напряжения растяжения раскрывают разрывные структуры и выводят вверх магматические расплавы и сопровождающие их металллоносные флюиды. Образуются рудные месторождения. Связь между магматитами и рудами настолько тесная, что позволяет выделять магматогенно-рудные системы. Их формирование происходило прерывисто, определяя этим в каждом этапе смену состава магм и рудного вещества. Пространственно тяготея к глубинным разломам, такие системы определяют расположение металлогенических зон и поясов.

Библиогр. 12.

УДК 553.481.43(571.51)

Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе. Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Медно-никелевые месторождения Норильского района, как и всех других районов мира, образовались в результате дифференциации сульфидоносных мезомафических (коматитовых) магм и скопления сегрегационного (нерастворяющегося в окисносилкатном расплаве) сульфидного вещества из большого объема мантйных магматических масс на стадиях их зарождения, внедрения и кристаллизации (становления). При подъеме магматические колонны приобрели неоднородное по протяженности эшелонированное строение, выражающееся в чередовании обедненных сульфидами, магнием и хромом зон с обогащенными этими компонентами рудными интервалами, формирующими медно-никелевые месторождения.

Ил. 8, библиогр. 2.

УДК 553.062 + 553.21

Геолого-генетическая модель сульфидного медно-никелевого оруденения (на примере норильского типа). Золотухин В. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Главные черты предлагаемой модели следующие. Глубинная магма, исходная для рудоносных интрузий, имеет промежуточный между пикритовым и базальтовым состав. Быстрый подъем из очага в камеру интрузива приводит к ее дифференциации уже в камере. В зависимости от типа дифференциации магмы (норильский или моронговский) и от режима кислорода формируются рудоносные или безрудные интрузивы. Большую роль играют основные пегматоиды как проводники флюидов, несущих полезные компоненты на завершающем этапе становления рудоносных интрузий. В зависимости от размера интрузивных тел, мощности пегматоидов и продолжительности потока флюидов масштабы сульфидного медно-никелевого оруденения могут быть от значительных до исчезающе малых.

Ил. 3, библиогр. 23.

УДК 553.2 : 553.489

Геолого-генетическая типизация сульфидных медно-никелевых месторождений. Кавардин Г. И. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

В соответствии с широким диапазоном изменений составов ультрамафит-мафитовых материнских расплавов в пределах типовой сульфидной медно-никелевой рудной формации различается ряд субформаций: существенно медная, никелево-медная и никелевая. В качестве основных морфогенетических типов месторождений выделяются уральский, норильский, мончегорский, садберийский, печенгский и австралийский комплексы рудоносных пород. Предлагаемая классификация по небольшому набору легко выявляемых контрастных признаков позволяет давать общую прогнозную оценку выявляемых районов развития никелевых комплексов магматических пород.

Табл. 3, библиогр. 7.

УДК 53.062/067(235.34)

Факторы локализации медно-сульфидного оруденения в Чинейском габброноритовом плутоне. Конников Э. Г., Труцева М. Ф. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

На примере Чинейского расслоенного плутона рассматривается роль массо- и флюидообмена между базитовым расплавом и вмещающими карбонатно-терригенными породами удоканской серии в закономерностях размещения магматического сульфидного оруденения. Показано, что регулируемыми факторами концентрированного отложения сульфидов в подповерхней части этого лополита были: 1) повышение щелочности расплава в контакте с породами рамы; 2) рост доли CO_2 и других газов во флюидной фазе магмы вследствие процессов транспароризации; 3) падение парциального давления O_2 за счет ее контаминации углеродсодержащими осадками.

Ил. 6, табл. 4, библиогр. 13.

УДК 553.06 : 553.48 : 553.43(470.324)

Генетическая модель сульфидного медно-никелевого и никель-кобальтового рудообразования Воронежского кристаллического массива. Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Молотков С. П. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Формирование сульфидных медно-никелевых и никель-кобальтовых месторождений Воронежского кристаллического массива, генетически и пространственно связанных с существенно ультрамафитовыми глубинно-камернодифференцированными и расслоенными пегридитит-габбро-норитовыми интрузиями, носило многоэтапный характер. При этом помимо собственно магматического этапа рудообразования, являющегося частью общего процесса становления ультрамафит-мафитовых интрузий и обусловившего накопление сульфидного вещества в различных членах сингенетического ряда пород (ранние ультраосновные дифференциаты, поздние мелано-мезократовые нориты дайковой серии), важное значение имеет наложенное пневматолито-гидротермальное никель-кобальтовое оруденение. Собственно магматический и постмагматический этапы рудообразования в совокупности преопределили весьма значительную концентрацию главных рудообразующих и сопутствующих им элементов.

Ил. 2, библиогр. 10.

Возможная модель вулcano-плутонического железнакопления. Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Железороднение скарновой формации Урала рассматривается как часть сложного и длительного прерывисто-непрерывного процесса формирования рудно-магматической системы. Реставрируемые вулcano-плутонические структуры имеют в первом приближении форму, близкую к бишпиральной. Выделены два типа вулcano-плутонических структур: орогенные и депрессионные. Последние являются наиболее продуктивными в отношении размещения крупных и гигантских железорудных месторождений Урала. Вулcano-плутонические ассоциации обладают своими петрохимическими особенностями. Эти особенности выражаются в обогащении пород эффузивной серии щелочами, глиноземом, нередко титаном относительно своих интрузивных аналогов. Последние же, наоборот, обогащены кальцием, магнием и нередко железом. Указанные особенности комагматов объясняются с точки зрения докристаллизационной дифференциации, протекающей в глубинном магматическом очаге.

Изучение закономерностей формирования магнетитовых месторождений в зависимости от инициальной глубинности процесса и флюидного режима позволяет четко представлять масштабы разнотипного оруденения скарновой формации.

Ил. 5, табл. 3, библиогр. 11.

Физико-химическое моделирование процессов магматогенного магнетитового оруденения. Павлов А. Л. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

В основе ферритизации железосодержащих силикатных расплавов, приводящих к обособлению рудной ферритной магмы и магмы собственно силикатной, лежат окислительно-восстановительные процессы. Расчеты свидетельствуют о том, что в качестве окислительных агентов могут выступать такие соединения, как углекислота карбонатных пород, вода, а также свободный кислород, появляющийся в системе в результате термической диссоциации кислородсодержащих соединений. Помимо этого предполагается, что при процессах деполимеризации силикатных расплавов обособление мостикового и немостикового кислорода приводит к резкой активизации процессов ферритизации. Приведенный в работе материал по вулканическим извержениям подтверждает выдвинутые положения.

Библиогр. 9.

Формационные типы и генетические модели скарновых железорудных месторождений. Мазуров М. П. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Выполнен рудноформационный анализ скарновых месторождений железа. Среди них выделены скарновые железорудные формации: а) складчатых областей фанерозоя, б) докембрийских шитов, в) областей тектоно-магматической активизации (платформенного чехла, шитов и ранее стабилизированных складчатых систем), отличающихся кроме тектонической позиции физико-химическими условиями образования, вещественным и химическим составом руд. Генезис скарновых месторождений железа в складчатых областях объясняется контактно-метасоматической моделью, на докембрийских штахтах — многостадийной метаморфогенно-метасоматической, а в активизированных областях — гидротермально-метасоматической и регенерационно-метасоматической моделями. Показано место выделенных формаций в рядах рудных формаций и рудных комплексов, отмечены их индивидуальные черты.

Библиогр. 19.

Петрохимические критерии подвижности железа при эндогенном рудообразовании. Казулин И. А. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены петрохимические особенности руд 90 месторождений различного генезиса в координатах SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и дана сравнительная оценка месторождений железисто-кремнистых и скарновых формаций. Для образования месторождений и регенерации рудного вещества необходимо присутствие извести в зоне метасоматоза и, наоборот, неблагоприятно высокое содержание кремнезема. Глобальное снижение магнезиальности и кремнистости рудовещающих толщ и возрастание их известковистости в постдокембрийское время совпадает с увеличением роли скарновых месторождений в фанерозое.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 27.

Генетическая модель медно-молибденовой формации. Сотников В. И., Калинин А. С., Берзина А. П. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обобщенная модель медно-молибденовой рудной формации включает характеристику определяющих элементов этой формации (геотектоническое положение; рудоносный магматизм и характер рудно-магматической связи; источники, состав и транспорт растворов и рудообразующих веществ; развитие гидротермально-метасоматического процесса и рудоотложения в относительно малоглубинных условиях и т. д.). В настоящее время эти элементы в основном охарактеризованы качественно. Принципиально новые возможности для исследования рудообразующих процессов открываются с привлечением анализа количественных моделей, базирующихся на геологических, геофизических и других данных о строении земной коры, экспериментальных и теоретических достижениях современной петрологии и науки о рудообразовании, а также использовании новейших средств вычислительной техники. Анализируются отдельные аспекты возможной принципиальной модели медно-молибденовой формации с акцентированием внимания на отдельных ее элементах, которые в определенной степени обеспечены количественными данными.

Ил. 11, библиогр. 37.

Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений. Павлова И. Г. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются вопросы генезиса медно-порфирового оруденения. Предлагается выделить модели нескольких масштабов, соответствующих: 1 — месторождению, 2 — рудному полю, 3 — рудной и металлогеническим зонам. Каждая из них отражает стороны общего процесса формирования оруденения. Обсуждаются модели для медно-порфировых месторождений, возникающих на геосинклинальной стадии в пределах островных дуг и на орогенной стадии.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 16.

УДК 553.061 + 553.435.462

О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. Рехарский В. И., Варьях Л. Н., Капсамун В. П., Кудрин В. А., Носик Л. П., Пашков Ю. Н. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Формирование основной массы молибденовой и медной минерализации разобщено во времени, и для каждой из них преимущественно характерны разные магматические источники рудного вещества. Главной продуктивной гидротермально-метасоматической формацией на молибденовые руды является полевошпат-кварцевая, а на медные — кварц-серпичитовая. Молибден и медь, связанные соответственно с полевошпат-кварцевой и кварц-серпичитовой формациями, переносились, вероятнее всего, в виде анионных гидроксокомплексов $Mo(VI)$ и хлоридных комплексов $Cu(I)$.

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 28.

УДК 553.462,43.06(439 + 497.1 + 497.2 + 498)

Геолого-генетические модели молибдено-меднопорфировой формации Карпато-Балканской складчатой области. Златогурская И. П., Эггель Л. Е. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются геолого-генетические модели молибденово-медных месторождений двух групп Карпато-Балканской области. В основу разделения положена геологическая обстановка формирования месторождений, связь с определенными магматическими формациями, проявившимися в соответствующей геологической обстановке, и возраст месторождений. Приводится геолого-генетическая характеристика типичных молибдено-меднопорфировых месторождений выделенных групп.

Табл. 1, библиогр. 9.

УДК 553.21/24

Модель эволюции рудовосных флюидов — основа локальной оценки и прогноза оруденения. Пизнюр А. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Предложена обобщающая модель процесса возникновения разнометалльных минеральных ассоциаций. Модель послужила теоретической основой для выработки термобарогеохимических критериев оценки и прогноза оруденения, которые обобщены в виде метода диагностики продуктивных стадий.

Ил. 1, библиогр. 24.

УДК 553.499 + 553.634

Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпitherмальных месторождений. Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Генетические модели рудообразования (ГМР) эпitherмальных месторождений Hg, Sb, As, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Bi, CaF_2 и других должны включать помимо гидротермального и мантийный интрателлурический этап миграции рудных элементов и минерализаторов, так как эти месторождения парагенетически связаны с глубинным мелочно-базальтоидным магматизмом. Такой подход к ГМР наглядно демонстрирует полнотность компонентов рудообразующих гидротерм и единство происхождения всего генетического ряда эпitherмальных месторождений, характерного для областей тектоно-магматической активизации (Алтае-Саянская складчатая область, Забайкалье, Монголия и другие регионы).

Табл. 1, библиогр. 49.

УДК 553.499

Физико-химические параметры образования руд — важный признак рудной формации. Черницын В. Б., Сорокин В. П., Кирикилица С. П., Макаров Н. Н., Рогаченко В. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

Конвергентность может быть причиной отнесения к одной рудной формации сходных по форме и составу, но различных по способу образования месторождений, что усложняет выработку критериев прогнозирования. Генетическая модель рудной формации должна содержать характеристики условий формирования месторождений, которые также должны приниматься во внимание при рудноформационном анализе. Это положение рассмотрено на примере генетических моделей закавказских и донбасских месторождений ртути.

Ил. 3, библиогр. 5.

Некоторые элементы генетической модели эндогенных рудных формаций Донбасса. Кириклица С. И., Тихоненкова Е. Г. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

В Донецкой металлогенической зоне проявлен генетический ряд рудных формаций, отражающий сложный и длительный процесс эволюции единой гидротермальной системы. Этот ряд образован месторождениями золото-полиметаллической, сурьмяно-ртутной и ртутной рудных формаций. Основные закономерности образования месторождений могут рассматриваться в качестве элементов генетической модели этого ряда рудных формаций. Устанавливается направленное изменение в пространстве и времени вещественного состава руд (латеральная зональность), гидротермальных изменений вмещающих пород, физико-химических условий минералообразования и, наконец, масштабов самих месторождений. Все это имеет важное значение при прогнозировании эндогенного оруденения в Донецкой металлогенической зоне.

Библиогр. 10.

Материалы к построению генетической модели Удрейского месторождения. Даченко В. М. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1.— Новосибирск: Наука, 1983.

В локализации месторождения большую роль играл конкреционный горизонт, предопределяющий развитие зоны повышенной проницаемости в углеродистых сланцах удрейской свиты рифейской многоосинклинали Енисейского края. При наложении гидротермальных процессов кремнисто-карбонатные конкреции замещались пиритом, на котором осаждались металлы из гидротерм.

Ил. 7, библиогр. 15.

К СТАТЬЕ И. Г. ПАВЛОВОЙ «ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ...»

КЛАССИФИКАЦИЯ Mo-Cu-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

Тектонический режим и время проявления	Тип структур	Глубинность формирования	Рудоносные геологические формации		Ряды латеральной зональности		Главные (и второстепенные) элементы	Широта распространения и промышленное значение	Примеры месторождений	Формационный тип, рудная формация		
			магматические / вулканогенные и интрузивные/	метасоматические	метасоматических пород	руд						
Орогенные и активизационные	IV Пояса областей тектоно-магматической активизации	Вулканогенные	Дацит-липаритовая, контрастная липарит-базальтовая	—	—	—	Mo (Re)	Мало известный тип	Варденинский хребет, АрмССР	Mo-порфировая		
				Плутоногенные	Гранодиорит-гранитовая	Гумбеиты, грейзены	KFsp → Q + Sep	(W, Sn) Mo → → Mo (Cu) → (Fe)	Mo (W, Sn)			Главный промышленный тип
		Вулканогенные	Андезитовая, андезитодацитовая, андезит-дацит-липаритовая									
				Плутоногенные	Диорит-гранодиоритовая, сиенит-диоритовая	Березиты, гумбеиты	KFsp → → Q + Ser → → Arg → Prop	Fe ³⁺ → Mo (Cu) → → Cu (Mo) → → Cu, Fe ²⁺ (Au) → → Zn, Pb (Au, Ag)	Cu, Mo (Re, Bi и др.)			Кальмакыр, СССР Бингем, США
	Вулканогенные	Андезитовая, андезитодацитовая	Серицит-кварц-хлоритовые метасоматиты							Q + Ser + Chl → → Arg → Prop	Cu (Mo) → → Fe → (Pb, Zn)	
				Плутоногенные	Габбро-монцит-диоритовая, гранодиоритовая	Биотит-калишпат-хлорит-метасоматиты	KFsp + Q → → Arg → Prop	Fe ³⁺ → Cu, Mo → → CuFe ²⁺ → (Pb, Zn) → → (Au)	Cu, Mo (Se, Ag, Re, Ge, Co)			Редко встречающийся, но месторождения иногда достигают значительных размеров
	Вулканогенные	Базальтовая, андезитобазальтовая, андезитовая	Биотит-хлоритовые пропилиты							Q + Bt → → Q + Bt + Chl → → Ca + Chl → Prop	Cu (Mo) → Fe (Au)	
				Плутоногенные	Габбро-диоритовая, габбро-диорит-плагиигранитовая	Пропилиты	KFsp + Q → Bt → → Chl + Ca → Amf → → Chl → Prop	Cu (Mo) → Fe	Cu (Mo и др.)			Широко распространенный тип; много средних по масштабу объектов

Mo-Cu - порфировая серицит-кварцевая

(Mo) - Cu - порфировая пропилитовая

Группа молибденово-медных месторождений прожилково-вкрапленных руд

Геосинклинальные

II
Вторично-геосинклинальные пояса

I
Первично-геосинклинальные пояса "островодужные"

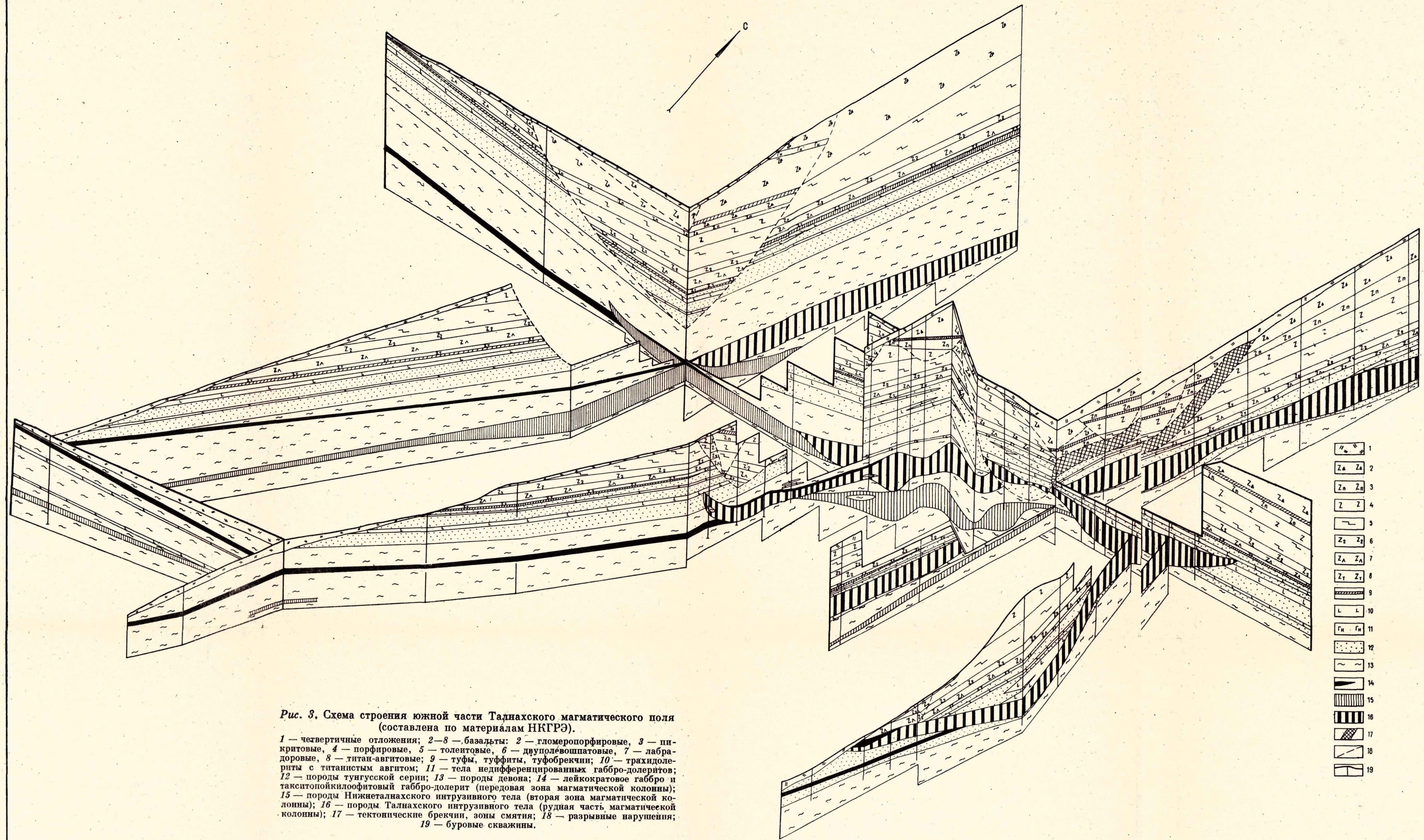


Рис. 3. Схема строения южной части Талдахского магматического поля (составлена по материалам НКГРЭ).

1 — четвертичные отложения; 2-8 — базальты: 2 — гломеропорфировые, 3 — пикритовые, 4 — порфировые, 5 — толентовые, 6 — двуполощчатые, 7 — лабрадорные, 8 — титан-авгитовые; 9 — туфы, туффиты, туфобрекчии; 10 — трахидолериты с титанистым авгитом; 11 — тела недифференцированных габбро-долеритов; 12 — породы тунгусской серии; 13 — породы девона; 14 — лейкократовое габбро и тахситойкилофитовый габбро-долерит (передовая зона магматической колонны); 15 — породы Нижнеталдахского интрузивного тела (вторая зона магматической колонны); 16 — породы Талдахского интрузивного тела (рудная часть магматической колонны); 17 — тектонические брекчии, зоны смятия; 18 — разрывные нарушения; 19 — буровые скважины.

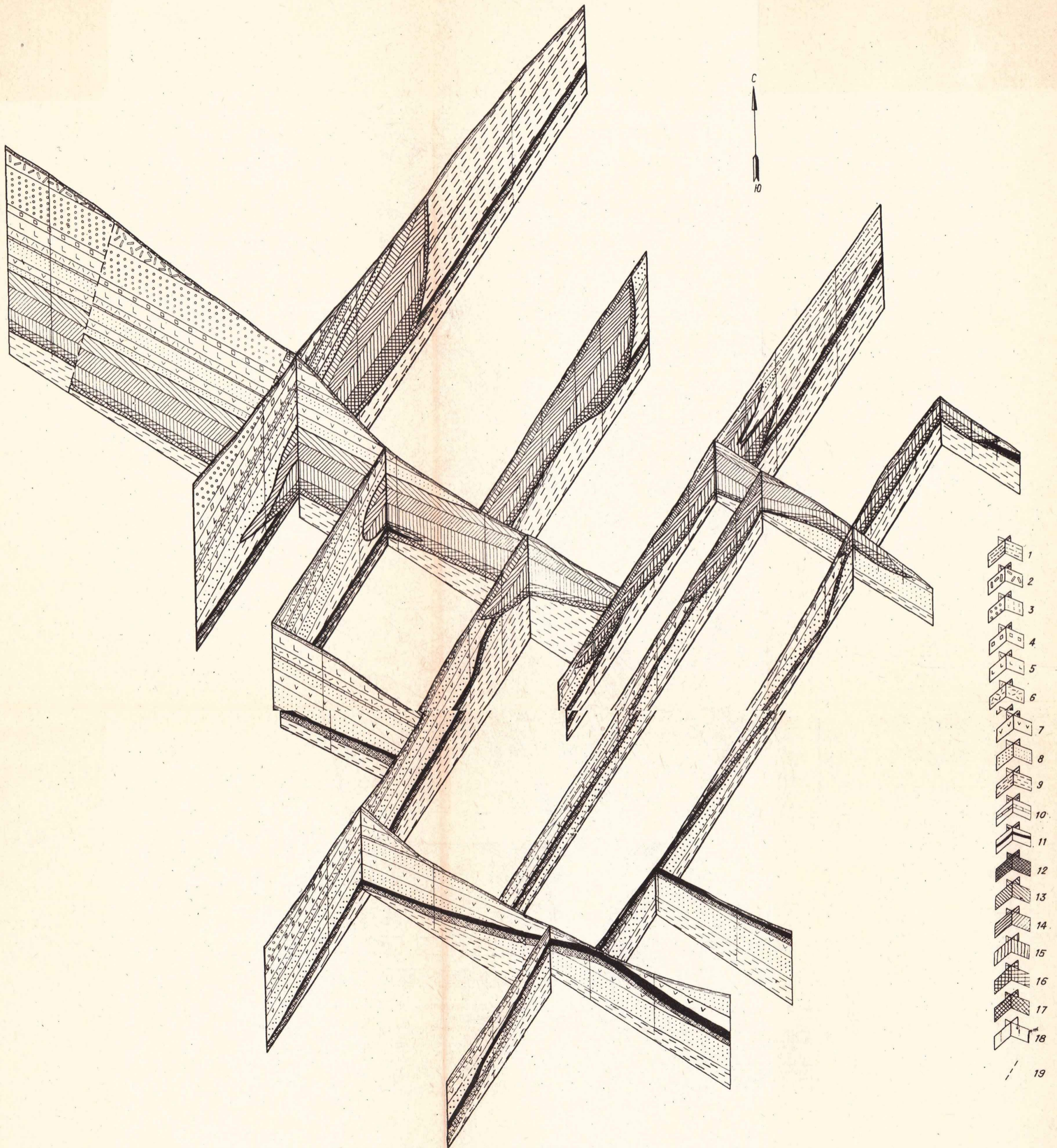


Рис. 2. Схема строения Черногорской магматической колонны (составлена по материалам НКГРЭ).
 1 — четвертичные отложения; 2 — порфиристые, 3 — толеитовые, 4 — двуплагноклазовые базальты; 5 — андезит-базальты; 6 — базальты с титанистым авгитом; 7 — титан-авгитовые долериты; 8 — породы тунгусской серии (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли); 9 — породы верхнего девона (известняки, мергели, доломиты); 10 — породы среднего девона (доломиты, мергели, ангидриты, гипсы, известняки); 11 — лейкократовое габбро; 12 — такситопойкилофитовый габбро-долерит; 13 — призматически зернистые габбро-долериты; 14 — безоливиновые габбро-долериты; 15 — офитовые оливиновые габбро-долериты; 16 — пикритовые габбро-долериты; 17 — такситовые и контактовые габбро-долериты; 18 — скважины; 19 — разрывные нарушения. Знаками 11 и 12 показана головная часть колонны, остальное — ее рудоносная часть.

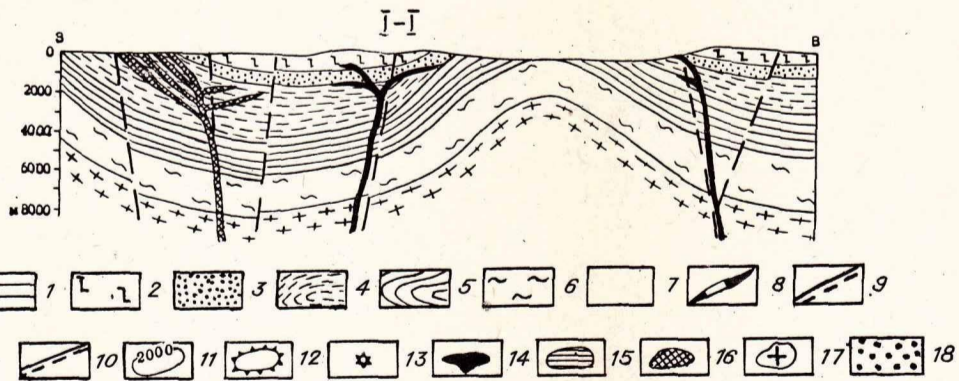
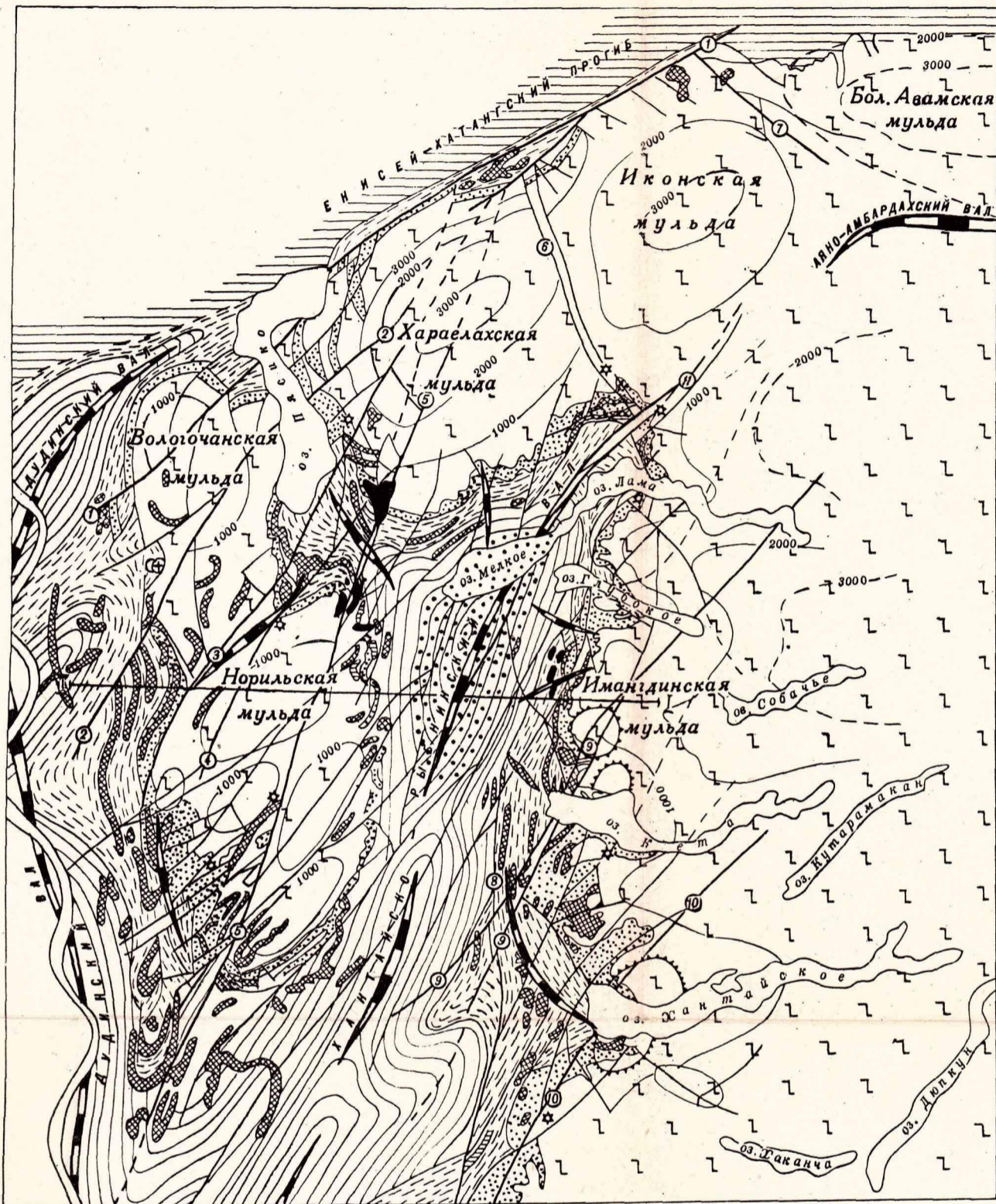


Рис. 8. Структурно-тектоническая схема северо-запада Сибирской платформы (по Л. Л. Ваулину и Н. Ф. Щедрену с дополнениями авторов).

Структурные ярусы: 1 — мезокайнозойский (M₂ — KZ₂); 2 — верхнепалеозойский — нижнемезозойский (верхнепермский — триасовый) (P₂ — T); 3 — верхнепалеозойский (C₂ — P₂); 4 — среднепалеозойский (S — C₁); 5 — нижнепалеозойский (C — O); 6 — верхнепротерозойский (PR); 7 — архейский (AR); 8 — оси основных плективных структур; 9 — зоны основных разломов: 1 — Северо-Хареллахская, 2 — Пясинская (Боганидская), 3 — Фониноско-Тангаралахская, 4 — Далдыканская, 5 — Норильско-Хареллахская, 6 — Кумгинская, 7 — Кыстыктахская, 8 — Имандино-Летнинская, 9 — Кета-Ирбинская, 10 — Хантайская, 11 — Микчандинская; 10 — прочие разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — изопакеты мощностей туфолововых образований; 12 — полигенные палеовулканы; 13 — трубки взрыва; 14 — рудоносные интрузии габбро-долеритов; 15 — сульфидоносные интрузии габбро-долеритов; 16 — безрудные интрузии долеритов; 17 — Болгонтохская интрузия гранит-порфиров; 18 — область максимального воздымания Хантайско-Рыбинского поднятия.

3961

УДК 62-40
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ