

МОДЕЛИ
РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ

ИСТОЧНИКИ
РУДНОГО ВЕЩЕСТВА
И
ФИЗИКО-
ХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
ЭПИТЕРМАЛЬНОГО
РУДООБРАЗОВАНИЯ



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия Союза ССР
Выпуск 749

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
А. А. Оболенский, Г. Р. Колонин



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 553.499 + 553.634

Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.— 157 с.

ISBN 5—02—028825—X.

В сборнике на обширном фактическом материале рассматривается проблема источников рудного вещества и физико-химических параметров формирования эпitherмальных месторождений ртути, сурьмы, кобальта, золота и серебра. Анализ возможных источников рудного вещества базируется на разносторонних данных по изотопному составу серы, свинца, кислорода и углерода минералов руд, геохимии ртути, сурьмы, вольфрама и серебра. Приводятся новые данные по формам миграции ртути в гидротермальных растворах, моделированию на ЭВМ процессов околорудного метасоматоза.

Книга представляет интерес для специалистов в области геохимии и рудообразования.

Редакционная коллегия

доктора геолого-минералогических наук

А. А. Оболенский, Г. Р. Колонин

кандидат геолого-минералогических наук

А. С. Борисенко

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук О. П. Иванов

кандидат геолого-минералогических наук А. Д. Ножкин

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

И $\frac{1804060100-869}{055(02) - 90}$ 279—89, кн. 2

© Институт геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР, 1990

ISBN 5—02—028825—X

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы построение генетических моделей рудных формаций определилось как приоритетное направление, разработка которого обеспечивает дальнейшее развитие теории рудообразования и решение прикладных проблем металлогенических исследований рудных провинций, зон и районов, прогнозирования и поисков месторождений важнейших полезных ископаемых. Два Всесоюзных совещания по этой проблеме, состоявшихся в г. Новосибирске («Генетические модели...», 1983; «Рудообразование и генетические модели...», 1988), способствовали становлению и развитию этого перспективного направления и одновременно выявили недостаточный уровень разработки общих вопросов методологии моделирования в геологии, большие трудности в создании внутренне непротиворечивых генетических моделей ведущих рудных формаций, в переходе к количественному физико-математическому описанию моделей. Решением II совещания было рекомендовано сформировать рабочие группы из числа ведущих специалистов для организации планомерной работы по созданию генетических моделей отдельных конкретных рудных формаций.

В сборник включены материалы, представленные на обсуждение семинара рабочей группы по построению генетических моделей рудных формаций ртутных, сурьмяных, серебряных и никель-кобальтовых эпитеpmальных месторождений, который состоялся в апреле 1987 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Первым шагом на пути модельных построений на основе общих принципов является определение объекта моделирования и тщательное его параметрическое описание с выделением важнейших элементов. Затем выполняется построение частных моделей, одни из которых могут быть детально изучены и иметь количественное выражение, а другие обозначаются лишь функционально. Следующий этап предусматривает объединение нескольких частных моделей в общей интегральной модели в соответствии с их функциональными связями. Такой подход позволяет получить хотя бы частичное реальное отображение рудообразующей системы конкретной рудной формации, выделенной в качестве объекта моделирования, пригодного как для теоретических обобщений, так и для металлогенических построений и прогнозирования.

Представленные в сборнике материалы отражают в основном начальный этап модельных построений. В статьях Б. С. Панова, В. И. Лебедева, А. Я. Коледы определяется объект моделирования в объеме рудной формации, обсуждается структура геолого-генетической модели, выделяются ее важнейшие элементы, которые могут быть описаны как частные модели (формирование структуры, эволюция теплового поля, распределение флюидных потоков, геохимические барьеры и т. д.). В статьях Н. А. Озеровой, В. И. Бергера, А. С. Борисенко, П. Н. Горчакова, Б. О. Манучарянца рассматривается важнейший компонент генетической модели — источники рудного вещества. Проблема остается дискуссионной, поскольку исследователями по-разному оценивается роль мантийного щелочно-базальтоидного магматизма и коровых источников металлов и серы в процессах рудообразования эпитеpmальных месторождений.

В статье Н. С. Бортникова подчеркнуты важность изучения минеральных парагенезисов как одного из определяющих формационных признаков рудных месторождений и необходимость учитывать экспериментальные данные при построении генетических моделей рудных формаций.

В статье Л. В. Гущиной, В. И. Белеванцева, Г. Р. Колонина, А. А. Оболенского на основе обобщения результатов экспериментальных исследований методом высокотемпературной спектрофотометрии оценены химические формы миграции ртути в природных гидротермах, показана ограниченная роль атомарной растворенной формы $\text{Hg}^{\circ}\text{aq}$. М. Б. Войцеховская приводит результаты математического моделирования процессов массообмена при аргиллизации вмещающих пород на Терлигхайском месторождении ртути в Туве.

И. Н. Широких, В. Э. Тупяков, Л. В. Алабин и другие характеризуют рудно-метасоматическую зональность на Комсомольском (Кузнецкий Алатау) и Карийском (Восточное Забайкалье) золоторудных месторождениях.

Несмотря на неравноценность освещения различных элементов генетических моделей в публикуемых статьях, сборник в целом содержит новые оригинальные данные, которые, несомненно, будут способствовать разработке генетических моделей рудных формаций эпипермальных месторождений.

Этот сборник находился в печати, когда геологическая общественность страны узнала о безвременном уходе из жизни замечательного человека, крупнейшего геолога-рудника, главы советской металлогенической школы академика Владимира Ивановича Смирнова. Многие годы своей жизни он отдал изучению месторождений ртути и сурьмы в Средней Азии, на Кавказе и в других регионах. Во время Великой Отечественной войны возглавлял геологическую службу вновь организованного Хайдарканского ртутного комбината. Классическими стали его работы по геологии, условиям образования и закономерностям размещения ртутных месторождений «Геология ртутных месторождений Средней Азии» (1947 г.), «Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений» (совместно с Л. М. Рыженко, 1958 г.), «Металлогения ртути» (1976 г.) и многие другие.

Авторы статей настоящего сборника — ведущие специалисты по ртутным и сурьмяным месторождениям СССР — хорошо знали Владимира Ивановича и постоянно пользовались его советами, вниманием и поддержкой. Их единодушное решение — посвятить этот скромный труд его светлой памяти.

А. А. Оболенский

ИСТОЧНИКИ СЕРЫ РТУТНЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Изотопный состав серы в ртутных, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождениях изучается в нашей стране более двадцати лет. В сферу изучения были вовлечены месторождения основных ртутных поясов мира: Средиземноморского, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Результаты исследования позволили сделать определенные выводы:

1) особенности изотопного состава серы в рудах не связаны с размещением ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений в планетарных структурах Земли, а зависят от конкретной геологической обстановки:

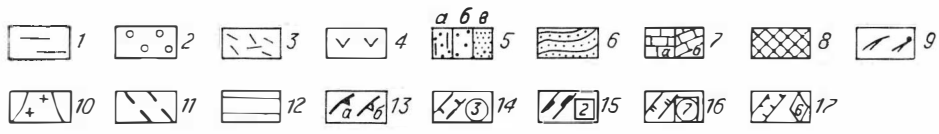
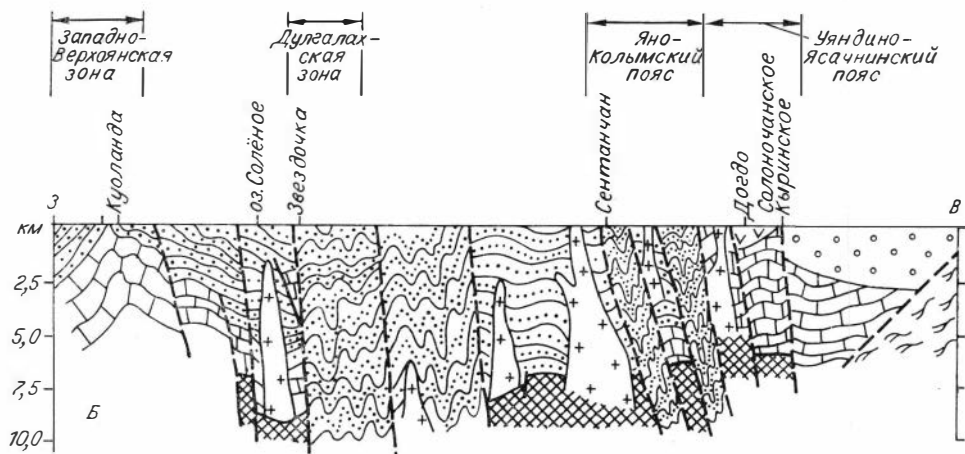
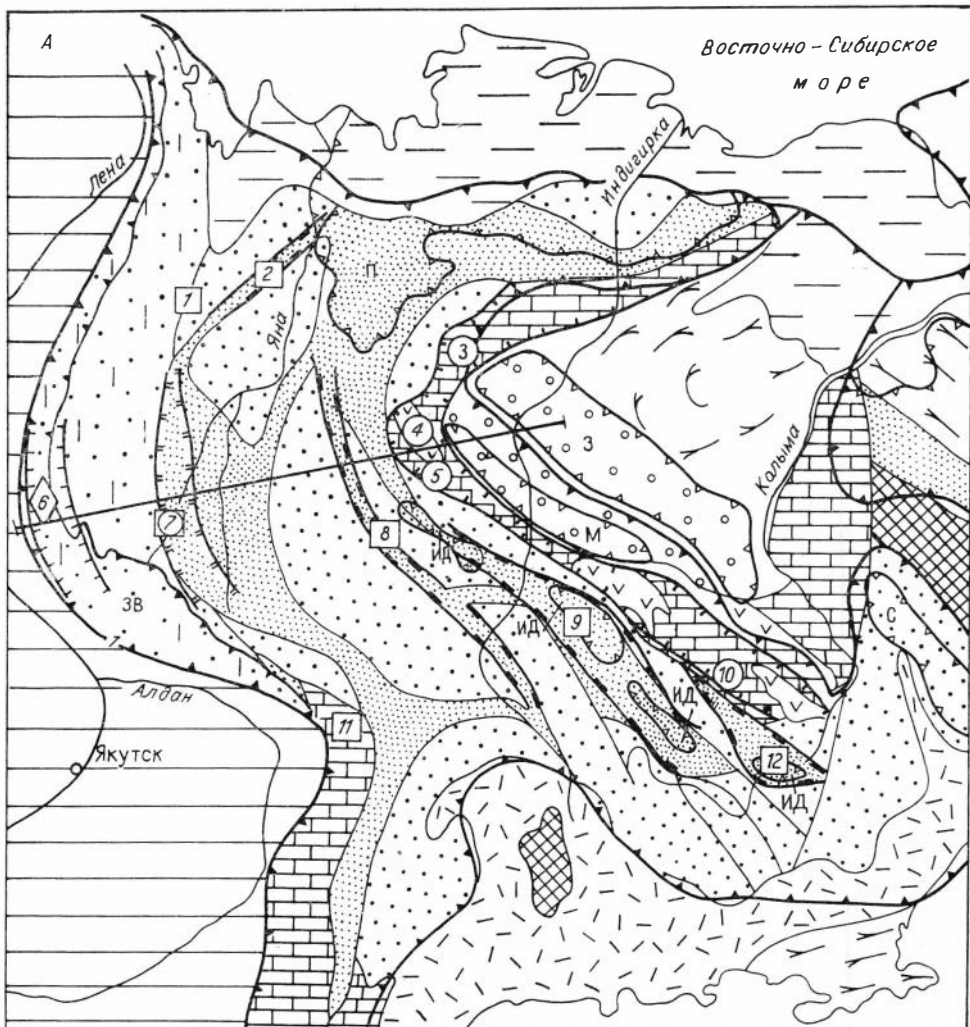
2) наиболее вероятным источником сульфидной серы являются осадочные сульфаты, восстановление которых за счет abiогенных и особенно биогенных процессов приводит к образованию значительных количеств сероводорода; этим, по-видимому, обусловлен широко известный парагенезис сульфидов ртути и битумов;

3) изотопный состав сероводорода, который образуется при восстановлении сульфатов, может быть самым различным, в том числе и равным по значению сере метеоритного троилита; поэтому изотопный состав сульфидной серы, соответствующий метеоритному, сам по себе не может быть критерием ее глубинного происхождения;

4) при рассмотрении конкретных рудных районов отчетливо устанавливается, что в одних из них образование сероводорода совпало по времени и месту с процессом рудоотложения, в других он возникал до процесса рудообразования (нефтегазоносные провинции или области с повышенной битуминозностью и с признаками нефтегазоносности).

В настоящей статье обсуждается источник серы в ртутных, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождениях Верхояно-Колымской провинции по результатам изучения изотопного состава серы в рудах месторождений и на основе анализа региональной геологической позиции рудных зон и месторождений. Материалы по отдельным рудным районам публиковались [Виноградов и др., 1972; Бергер и др., 1976, 1986; Озерова, Виноградов, 1978; Озерова, 1986; Прушинская и др., 1986], но основная часть данных приводится впервые. Обсуждаются результаты 284 анализов по изотопному составу серы из 54 объектов. Анализы выполнялись в основном в ГИН АН СССР (аналитик В. И. Виноградов), ВСЕГЕИ (аналитик М. Н. Голубчина), частично в ИГЕМ АН СССР (аналитик Л. П. Носик) и показали хорошую сходимость.

Верхояно-Колымская провинция привлекла внимание авторов потому, что, во-первых, здесь расположены месторождения сурьмы и ртути и, во-вторых, она представляет собой регион, благоприятный, с нашей точки зрения, для рассмотрения вопроса об источниках серы в ртутно-сурьмяном рудообразовании: эта провинция может быть представлена в целом как сложно построенный артезианский бассейн, в разрезе которого известны отложения эвалоритового комплекса и осадочные породы с повышенной битуминозностью и проявлениями нефтегазоносности.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Региональное положение сурьмяных и ртутных рудных зон и узлов показано на геолого-структурной схеме Верхояно-Колымской мезозойской складчатой системы (рис. 1, А). В ее строении участвуют в основном два структурно-формационных комплекса пород: нижний, представленный парагеосинклинальными терригенно-карбонатными отложениями рифея и палеозоя, и верхний — главный геосинклинальный (верхоянский) терригенный комплекс карбона — юры. Изученные проявления сурьмы и ртути расположены в отложениях обоих комплексов.

Нижний комплекс имеет мощность до 4—6 км и слагает восточный и западный борты складчатой системы, обнажаясь в краевых горстовых поднятиях (рис. 1, В). На востоке — это Селенняхский, Тас-Хаяхтасский, Момский горст-антиклинорий. В западном борту отложения нижнего комплекса слагают хр. Сетте-Дабан и в виде отдельных фрагментов выступают среди терригенного чехла Западно-Верхоянского мегантиклинория. Структуры западного борта объединяются в Верхоянскую тектоническую зону [Тектоника Якутии, 1975].

Сложен нижний комплекс в основном известняками и доломитами при локальном распространении терригенных и вулканических пород. Осадочные породы характеризуются высокой битуминозностью, вплоть до обособлений пластовых и жильных скоплений битумов и керитов нефтоидного ряда [Иванов, Клубов, 1979]. В разрезе на нескольких уровнях встречаются горизонты гипсов и ангидритов: в девонских отложениях и местами в силурийских и верхнеордовикских толщах. Эти проявления осадочных сульфатов относятся к восточному флангу огромного Северо-Сибирского девонского эвапоритового бассейна. Терригенно-карбонатные отложения западного и восточного бортов системы, отстоящих друг от друга примерно на 400 км, сходны между собой по типу разрезов и структурным особенностям, что отражает близость истории их формирования [Геология СССР..., 1970].

Геолого-геофизическими наблюдениями установлено неравномерное распространение пород нижнего структурно-формационного комплекса в основании верхоянского терригенного комплекса. В Западно-Верхоянском мегантиклинории они залегают относительно неглубоко (см. рис. 1, В) и местами выведены на поверхность по зонам разломов и в структурах диапиров. От бортов геосинклинальной системы к внутренним ее частям основание ступенчато погружается. Предполагают, что в осевой части геосинклинальной системы — в блоках пологих дислокаций (Адыча-Эльгинском, Средне-Янском и др.) — отложения нижнего комплекса отсутствуют и верхоянский терригенный комплекс лежит непосредственно на кристаллическом фундаменте [Геологическое строение..., 1976; Геология СССР..., 1970].

Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых сурьмяных и ртутных рудных зон и узлов Верхояно-Колымской провинции (А) и обобщенный геологический разрез (В).

1 — кайнозойский осадочный чехол; 2 — мезозойские терригенные (молассоидные) отложения Момо-Зырянской впадины; 3 — позднемезозойские — кайнозойские эффузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 — позднерурские вулканогенные впадины Уядино-Ясачинского пояса; 5 — тектонические структуры каменноугольно-юрского (верхоянского) геосинклинального терригенного комплекса: а — Западно-Верхоянский мегантиклинорий, б, в — Яно-Сугойский мегасинклинорий (б — палеоподнятия — блоки пологих дислокаций, в — троговые зоны интенсивной складчатости); 6 — отложения верхоянского комплекса; 7 — протерозойско-палеозойские терригенно-карбонатные комплексы краевых блоковых поднятий; 8 — метаморфические комплексы срединных массивов и основания мезозой Верхояно-Колымской системы; 9 — палеозойско-мезозойские терригенно-вулканогенные эвгеосинклинальные комплексы (Адыско-Одойская система и др.); 10 — позднемезозойские трансформации; 11 — разломы, 12 — Сибирская платформа; 13 — контуры нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных провалений (а) и областей (б) (ЗВ — Западно-Верхоянская, Д — Полоусненская, М — Момская, ПД — Иньяли-Дебинская, С — Сугойская, З — Зырянская области); 14—17 — рудные зоны и узлы: 14 — рудные Уядино-Ясачинский пояс (3 — Лаво-Сакындинский узел, 4 — Догдинский узел, 5 — Чибалагахская группа рудопроявлений, 10 — Урултунский узел); 15 — сурьмяные (1 — Омолойская, 2 — Нижняянская, 8 — Адыча-Тарьянская, 9 — Иньяли-Дебинская, 12 — Крохалиная — зоны в пределах Яно-Колымского пояса, 11 — Северо-Сетте Дабанский район); 16 — сурьмяно-ртутные (7 — Дулгалахская зона); 17 — свинцово-цинковые (6 — Западно-Верхоянская зона).

Среди рассматриваемых рудных месторождений в пределах нижнего терригенно-карбонатного комплекса размещаются месторождения, принадлежащие Уяндино-Ясачнинскому ртутному поясу (в восточном борту Верхояно-Колымской провинции), сурьмяные, сурьмяно-мышьяковые проявления Северо-Сетте-Дабанского района и полиметаллические рудопроявления Западно-Верхоянской зоны (в западном борту провинции).

Верхний геосинклинальный терригенный комплекс слагает Западно-Верхоянский мегантиклинорий и примыкающий к нему Яно-Сугойский мегасинклинорий. Первый является одним из основных структурных элементов западного борта Верхояно-Колымской геосинклинальной системы, второй образует ее внутреннюю часть. Мощность отложений этого комплекса изменяется от 4—5 до 10—12 км, достигая максимума в троговых зонах интенсивной складчатости, разделяющих относительно приподнятые блоки пологих дислокаций. Золото-сурьмяные проявления, приуроченные к этому комплексу, размещаются во внутренней части Верхояно-Колымской складчатой системы и принадлежат Яно-Колымскому металлогеническому поясу. Западнее расположена Дулгахская сурьмяно-ртутная зона, прослеживающаяся по восточному краю Западно-Верхоянского мегантиклинория.

Верхояно-Колымская складчатая система по схеме нефтегеологического районирования территории СССР (М. Г. Лейбсон, Е. Г. Пештич, В. Б. Топорский) относится к категории нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных провинций (см. рис. 1). Нефтегазоносный разрез представлен толщей терригенных (в том числе угленосных) пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. Здесь условно выделены следующие нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные области: Западно-Верхоянская, приуроченная к геологическим структурам Предверхоянского прогиба и зоне передовых складок Верхоянского мегантиклинория, Полоусненская (Ольджейская) — к области передовой складчатости, примыкающей с юга к Ольджойскому прогибу, Момская — к внутреннему геосинклинальному борту Зыряно-Момского краевого прогиба и Ивьяли-Дебинская и Сугойская — к впадинам одноименных синклинорийев. С северо-востока к Верхояно-Колымской нефтегазоносной провинции примыкает Зыряновская нефтегазоносная область, относящаяся уже к Средне-Колымской провинции.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

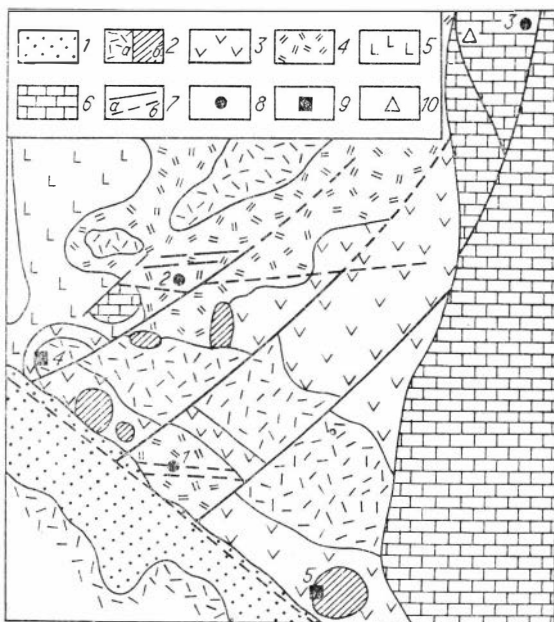
Уяндино-Ясачнинский ртутный пояс находится в восточном борту Верхояно-Колымской складчатой системы и включает ряд ртутно-рудных узлов.

Лево-Сакындинский рудный узел расположен на северо-западном фланге этого пояса, в Селенняхском горст-антиклинории. Описание его приведено по М. А. Галкину [1969]. Ртутные месторождения размещаются в сложно дислоцированных доломитах и доломитизированных известняках среднего ордовика — среднего девона. Породы отличаются повышенной битуминозностью, в девонских известняках отмечены включения жидких битумов. Среди отложений верхнего силура и среднего девона известны пестро- и красноцветные лагунные осадки с линзами гипсов мощностью до 100 м.

Оруденение представлено согласными линзо- и пластообразными залежами, минерализованными зонами дробления, штокверковыми зонами, жилами и гнездами, сопровождающимися доломитизацией и окварцеванием пород. Их размещение контролируется системой близмеридиональных взбросо-сдвигов. Главными рудными минералами являются киноварь и антимонит, в подчиненном количестве отмечаются пирит, реальгар, аурипигмент, галенит, халькопирит. Среди жильных минералов преобладают кальцит, кварц, халцедон, реже отмечаются барит, флюорит,

Рис. 2. Геологическое строение Догдинского рудного узла (по данным И. В. Губанова, М. А. Галкина, Л. К. Дубовикова и др.).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2—5 — верхнеюрский вулканогенный комплекс: 2а — покровы липаритов и кварцевых порфиров, 2б — экструзии кварцевых порфиров, 3 — андезиты и их туфы, 4 — туфы и покровы липаритов, туфопесчанники, песчанники и конгломераты, 5 — базальты и спилиты; 6 — отложения палеозойского терригенно-карбонатного комплекса (ордовик — девон); 7 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — ртутные рудопроявления (1 — Догдо, 2 — Хетакчан, 3 — Кыринское); 9 — полиметаллические рудопроявления (4 — Западное, 5 — Солоночанское); 10 — выходы на поверхность гипсов верхнеордовикских отложений.



гидротермальный гипс, иногда гипогенная самородная сера в тесном сростании с аурипигментом, флюоритом и цеолитом. В рудах встречаются легкие и маслянистые битумы [Бабкин, 1969; Шило и др., 1978]. Оруденение, по данным М. А. Галкина, имеет позднемереловой — палеогеновый возраст. З. В. Сидоренко с соавторами [1977] считают его палеозойским.

Догдинский рудный узел находится в 200 км южнее Лево-Сакинджинского узла, в пределах Тас-Хаяхтасского горст-антиклинория. Детально изучен И. В. Губановым [1972]. Ртутные рудопроявления Догдо и Хетакчан и связанные с ними полиметаллические Западное и Солоночанское размещаются среди эффузивов в Догдинской позднеюрской вулканической впадине, заложенной на крупной палеозойской синклинали (рис. 2). В восточном борту впадины в отложениях нижнего комплекса расположено Кыринское ртутное месторождение, однотипное с месторождениями Лево-Сакинджинского рудного узла. В разрезе палеозойских пород в бассейне р. Кыра отмечаются пачки гипсов общей мощностью до 50 м и протяженностью до 10 км. Выходы гипсов встречаются в непосредственной близости (сотни метров) от Кыринского месторождения. Гипсоносная толща погружается под эффузивы Догдинской впадины.

Верхнеюрская эффузивная толща имеет максимальную мощность до 2000 м. Нижняя ее часть сложена базальтоидами, выше по разрезу сменяющимися липаритами, андезитами и их туфами, кластолавами и т. д. Вулканические породы залегают почти горизонтально, прорваны экструзиями и рассечены разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. Эти разломы контролируют распределение рудной минерализации, приуроченной к оперяченным их близширотным зонам дробления. В краевых частях вулканической впадины, в 1—1,5 км от границы с палеозойскими карбонатными породами, размещаются полиметаллические рудопроявления (Солоночанское и др.). Они представлены крутопадающими кварц-карбонатными жилами и минерализованными зонами дробления с пирит-галепит-сфалеритовой минерализацией. В центральной части впадины на локальных участках развиты метасоматические вторичные кварциты и опалиты. В них концентрируется ртутное оруденение (Догдо, Хетакчан). Киноварь отмечается в цементе брекчированных метасоматитов в виде вкрапленности и гнездообразных скоплений. Она сопровождается метациннабаритом, пиритом, марказитом, а также галенитом, сфалеритом, халькопиритом, реаль-

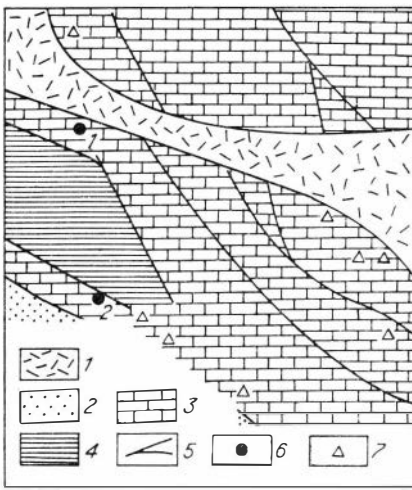


Рис. 3. Геологическое строение района рудопроявлений Чигагалахской группы (по данным Б. В. Кравцова и А. В. Алдошина). 1 — верхнеорский вулканогенный комплекс; 2 — верхнетриасовые отложения верхоянского терригенного комплекса; 3, 4 — палеозойский терригенно-карбонатный комплекс; 3 — гипсоносные терригенно-карбонатные отложения верхнего ордовика — среднего девона; 4 — филлиты с прослоями известняков среднего ордовика (?); 5 — разломы; 6 — ртутные рудопроявления (1 — Басканья, 2 — Мур); 7 — выходы гипсов и ангидритов.

гаром. Среди нерудных минералов преобладают кварц, халцедон, гипс, реже — опал, барит, карбонаты и глинистые минералы. Сульфиды свинца и цинка на ртутных проявлениях образуют, по-видимому, ранний рудный парагенезис и могут параллелизоваться с полиметаллической минерализацией соседних полиметаллических рудопроявлений — Солончанского, Западного и др. Ртутное оруденение, по И. В. Губанову [1972], принадлежит к субвулканическому типу. Его можно отнести к более узкой группе — опалитовому типу близповерхностных ртутных месторождений, связанных с поствулканической гидротермальной деятельностью. Месторождение Догдо по основным признакам сопоставимо с классическими представителями этого типа — месторождениями ртутоносного района Опалит (США): Кордеро, Опалит, Мак-Дермит и др.

Чигагалахская группа ртутных рудопроявлений расположена южнее, в той же структуре, что и Догдинский рудный узел. Рудопроявления Басканья и Мур размещаются на северном и южном крыльях антиклинали, сложенной терригенно-карбонатными отложениями среднего ордовика — среднего девона (рис. 3). Среди пород S_2 — D_1 и D_2 отмечаются пласты гипсов и ангидритов мощностью до 20—60 м, прослеженные на 3—4 км. Выходы гипсов и ангидритов известны в 3—3,5 км от ртутных рудопроявлений. По Б. В. Кравцову и А. В. Алдошину, оруденение локализуется в зонах разломов северо-западного простирания. Зоны дробления минерализованы кварцем, кальцитом, доломитом с киноварью, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, пиритом, галенитом, реже баритом. По характеру оруденения рассматриваемые рудопроявления практически идентичны месторождениям Лево-Сакинджинского узла.

Урультунский рудный узел находится на самом юго-восточном фланге Уяндино-Ясачинского пояса, на расстоянии более 900 км от Лево-Сакинджинского узла в пределах Момского горст-антиклинория. Район сложен палеозойскими терригенно-карбонатными толщами, протягивающимися сюда с перерывами с северо-запада — от Селеняхского горст-антиклинория. Ртутные месторождения узла — Урультунское и Верхне-Тасканское описаны в работах П. В. Бабкина [1969], Н. А. Шило и др. [1978]. Киноварное оруденение локализуется в зонах дробления верхнедевонских доломитизированных известняков вдоль разломов, разграничивающих разновозрастные толщи. Минерализация проявляется в виде штокверкообразных кварц-кальцитовых прожилков. Основной рудный минерал — киноварь, сопровождается в небольших количествах пиритом, сфалеритом, антимонитом и галенитом; отмечаются гипс, флюорит и антракосилит.

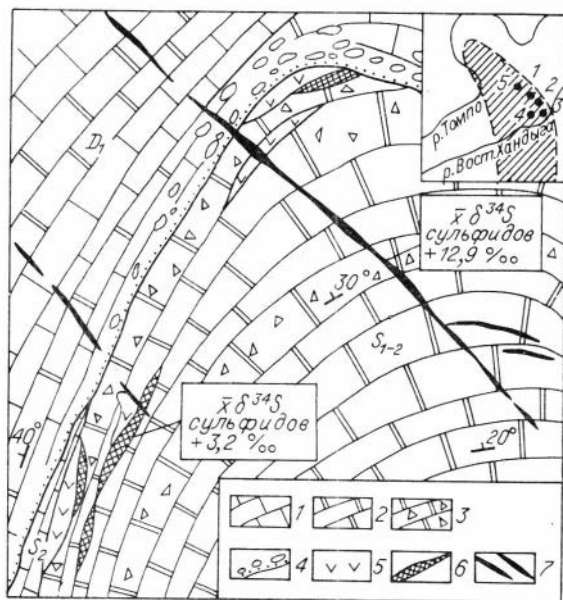
Северо-Сетте-Дабанский район и Западно-Верхоянская рудная зона размещаются в западном борту Верхояно-Колымской складчатой системы.

Северо-Сетте-Дабанский район находится в пределах палеозойской структуры хр. Сетте-Дабан (рис. 4) и включает ряд сурьмяных и сурьмяно-мышьяковых рудопроявлений: Сандучеп, Хамамыт и Стибнитовое.

Рис. 4. Геологическое строение мышьяково-сурьмяного рудопоявления Хамамыт (по В. И. Бергеру и А. К. Югансону).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломитовые брекчии; 4 — конглобрекчии; 5 — палеозойский магматический комплекс, тела диабазов, трахиандезитов, сиенитов; 6 — пиритовые залежи; 7 — карбонат-кварцевые жилы с мышьяково-сурьмяным оруденением.

На врезе — схема размещения изученных рудопоявлений Северного Сетте-Дабана (1 — Хамамыт, 2 — Сендучен, 3 — Стибнитовое, 4 — Сегенях, 5 — руч. Чугучан), заштрихована площадь распространения отложений палеозойского терригенно-карбонатного комплекса.



Кроме того, здесь выявлены пластообразные пиритовые залежи (участок Штольневый) и сфалерит-флюоритовое оруденение (Сегенях). Характеристика перечисленных объектов приводится по результатам исследований, проведенных в последние годы В. И. Бергером и А. К. Югансоном.

Район сложен силурийско-девонскими битуминозными доломитами и известняками с линзами брекчий, принадлежащими к рифейско-палеозойскому терригенно-карбонатному комплексу Сетте-Дабана — Майско-Кыллахской зоны. В пределах последней юго-западнее рассматриваемой территории в рифейских отложениях района Сарданы известны нефтепроявления. Предполагается, что в рассматриваемом районе эти отложения подстилают палеозойскую карбонатную толщу. В верхней части разреза силурийских пород в составе хуратской свиты находится гипсоносная пачка. Непосредственно на участках оруденения гипсы не встречены, но по руч. Чугучан мощность пачки гипсов превышает 20 м. К поверхности размыта между силуром и девоном тяготеют проявления позднесилурийского щелочно-основного магматизма — силлы, дайки, небольшие покровы диабазов, трахиандезитов, сиенитов. Они сопровождаются на участке Штольневом пластовыми залежами пиритовых руд мощностью до 2 м. На том же стратиграфическом уровне в 25 км юго-западнее расположено рудопоявление Сегенях со сфалерит-флюоритовым оруденением, локализующимся в палеокарсте (?) среди отложений хуратской свиты. Предполагается, что пиритовое оруденение синхронно щелочно-основному магматизму и связано с ним генетически. Сфалерит-флюоритовая минерализация отвечает второму этапу позднесилурийского рудного процесса.

Сурьмяные и сурьмяно-мышьяковые рудопоявления образованы крутопадающими жилами. Они залегают в разных частях разреза — от ордовика до верхнего девона — и пересекают стратиграфические границы, в том числе поверхность несогласия между отложениями силура и девона, позднесилурийские магматические тела и пиритовые залежи. Оруденение не несет признаков деформации. Выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации: 1 — кварц + кальцит + пирит; 2 — мелкозернистый кварц + энаргит + сульфoантимониты; 3 — халцедоновидный кварц + флюорит + антимонит + реальгар; 4 — барит + аурипигмент. Наиболее полно все эти ассоциации представлены на рудопоявлении Хамамыт. Сурьмяные и сурьмяно-мышьяковые жильные проявления представляют собой типичное эпитермальное оруденение.

Западно-Верхоянская зона включает большое число полиметаллических рудопоявлений, расположенных в осевой части Западно-Верхоян-

ского мегантиклинория, на расстоянии в сотни километров по простиранию структуры. Эта зона детально охарактеризована в работе Ю. П. Ивенсена, В. А. Амузинского, Г. Г. Невоисы [1975] и В. В. Масленникова [1977]. Нами рассматриваются три рудопроявления: Ага-Кукан (северо-западный фланг зоны), Куоланда и Арычин (центральная часть).

Рудопроявление Ага-Кукан представлено полойной вкрапленно-прожилковой минерализацией пирита, галенита и других сульфидов в нижнекаменноугольных известняках, рудопроявления Куоланда и Арычин — жильными телами галенит-сфалеритового состава среди каменноугольных терригенных и карбонатных пород в замковых частях антиклинальных складок. Характерной особенностью размещения оруденения является локализация вблизи диапиров девонских гипсов, протыкающих позднепалеозойские отложения. Площадь таких диапиров на поверхности достигает 12 км². Они содержат ксенолиты девонских (?) красноватых пород.

Дулгалахская сурьмяно-ртутная зона находится в центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы и прослеживается на сотни километров вдоль границы Западно-Верхоянского мегантиклинория и Яно-Сугойского мегасинклинория. Она включает десятки рудопроявлений сурьмы и ртути, среди которых наиболее известны месторождения Звездочка и Загадка, и связанные с ними проявления свинцово-цинковой минерализации. Эта зона, охарактеризованная ранее П. В. Бабкиным, М. А. Галкиным, И. Я. Некрасовым, В. В. Масленниковым и др., контролируется глубинным разломом субмеридионального простирания, который отчетливо фиксируется по резкому меридиональному уступу кристаллического фундамента, выделяемому по геофизическим данным. По зоне разлома проходит граница фаций и мощностей триасовых отложений верхоянского комплекса, прослеживается полоса горсто-грабенных дислокаций, отмечены дайки.

Ртутное оруденение относится к кварц-диккитовому типу. Оно представлено минерализованными зонами дробления среди триасовых и пермских песчаников и алевролитов и приурочено к локальным сбросам в осевых частях антиклиналей. Главный рудный минерал — киноварь, сопровождается самородной ртутью, метациннабаритом, пиритом, реже сфалеритом, галенитом и др.; жильные минералы — кварц, диккит, карбонаты; в подчиненном количестве встречаются барит, серицит и антраксолит, шунгит, графит [Масленников, 1977].

Сурьмяное оруденение часто пространственно разобщено с ртутным. Оно представлено жилами, прожилковыми зонами и минерализованными зонами дробления. Рудные тела приурочены к крутопадающим разрывам в ядрах антиклиналей или межпластовым отслоениям на крыльях этих складок. Главный жильный минерал — халцедоновидный кварц нескольких генераций, содержит вкрапленность и гнезда антимонита и менее распространенных буланжерита, пирита, сфалерита, галенита, киновари и арсенопирита. На месторождении Загадка в обрывах в 150-метровом срезе наблюдается вертикальная рудная зональность: нижняя зона представлена галенитом, сфалеритом с тиллитом, станпином и др., промежуточная — антимонитом, верхняя — киноварью.

Большинство исследователей, изучавших этот район, предполагают верхнемеловой — палеогеновый возраст сурьмяного и ртутного оруденения Дулгалахской зоны.

Яно-Колымский сурьмяный пояс расположен в центральных частях Верхояно-Колымской складчатой провинции в пределах Яно-Сугойского мегасинклинория. Он объединяет систему сопряженных сурьмяных рудных зон, протягивающихся с юго-востока на северо-запад более чем на 1000 км. Характеристика пояса и отдельных месторождений отражена в работах А. В. Анасенко, В. И. Бергера, Б. Г. Бычка, В. Г. Владимирова, Л. Н. Индолева, Э. Л. Прушинской, В. М. Суплецова и др.

Рудовмещающие породы принадлежат верхоянскому терригенному комплексу и представлены в основном черными сульфидизированными

филлитами и алевросланцами с подчиненными пластами верхнетриасовых и нижне-среднеюрских песчаников. В них постоянно отмечается присутствие графита (до 4 %). Содержание сульфидов (пирита, реже пирротина) достигает 10 %. Пирит образует овоиды и линзовидные микрозернистые скопления (до 5×2 см), частично перекристаллизованные; характерна также рассеянная вкрапленность кубических метакристаллов пирита размером до 0,7 см. Породы метаморфизованы на уровне низкой ступени зеленосланцевой фации.

Рудные зоны приурочены к троговым зонам интенсивного смятия, разделяющим блоки пологих дислокаций, и контролируются региональными взбросо-сдвигами. Основные зоны: Адыча-Тарышская, Иньяли-Дабанская, Крохалинская и другие показаны на схеме (см. рис. 1, А).

Сурьмяные проявления Яно-Колымского пояса весьма сходны между собой по вещественным и структурным особенностям и принадлежат золото-антимонитовой березитовой рудной формации. На рудопроявлениях преобладают согласные и секущие жилы и линзовидные тела (Сарылах, Сентачан, Малтан), прожилковые зоны (Эльги-Тонорское), системы лестничных и контактовых жил в дайках (Крохалиное, Ылен). Рудные тела приурочены к зонам расланцевания вдоль локальных взбросо-сдвигов. Жилы, как правило, пластически деформированы, антимонитовые руды интенсивно динамометаморфизованы. На месторождениях выделяются две главные минеральные ассоциации: ранняя — кварц-пирит-арсенопиритовая и поздняя — кварц-бертьерит-антимонитовая.

Генезис и возрастная позиция золото-сурьмяных месторождений Яно-Колымского пояса вызывают острую дискуссию. Л. Н. Индолев и др. [1980] считают, что оруденение этого типа является продуктом совмещения раннего золото-кварцевого оруденения и более поздней позднемеловой — палеогеновой сурьмяной минерализации. В. И. Бергер [1978] относит время формирования золото-сурьмяного оруденения к инверсионной стадии развития складчатой системы (поздняя юра — ранний мел), рассматривая его в качестве конечного члена золоторудного ряда, обязанного своим происхождением длительному гранитно-метаморфическому процессу.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭТИХ ДАННЫХ

Полученные нами данные приведены в таблице и суммированы на диаграмме (рис. 5). По результатам изотопных определений с учетом региональной геологической позиции все изученные месторождения независимо от их состава могут быть разделены на две группы: месторождения, расположенные в бортах Верхояно-Колымской складчатой системы (Уяндино-Ясачнинский рудный пояс, Северо-Сетте-Дабанский район и Западно-Верхоянская зона), и месторождения внутренней части этой системы (Дулгалахская рудная зона и Яно-Колымский пояс). Для первой группы определяющим является влияние вмещающих терригенно-карбонатных отложений с эвапоритами, для второй — многокилометровой толщи терригенных пород верхоянского комплекса. Более детальное рассмотрение позволяет выделить в каждой из этих групп подгруппы, характеризующиеся определенным изотопным составом серы, хорошо согласующимся с особенностями геологической обстановки и условиями формирования руд.

Рассмотрим первую группу. В Уяндино-Ясачнинском ртутнорудном поясе выделены три подгруппы месторождений. Первая включает месторождения, залегающие непосредственно в терригенно-карбонатных породах среднего ордовика — верхнего девона с гипсами и ангидритами. Сульфиды этих месторождений характеризуются всегда положительными

Изотопный состав серы в минералах из месторождений Верхояно-Колымской провинции

Номер учета на отбора проб	Рудное месторождение, пояс, зона, рудопроявление	Рудовмещающая порода	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
1	2	3	4	5

Лево-Сахындыжинский рудный узел

1	Галхая	Терригенно-карбонатные отложения ($\text{O}_2 - \text{D}_2$)	Пирит	5,8
			Киноварь	8,1
			Реальгар	14,8
			Аурипигмент	14,9
			Сера самородная	16,1
			Гипс гидротермальный	15,0
			То же	17,9
			Барит	50,0
2	Скрытое		Киноварь	3,9
			Гипс гидротермальный	14,7
			Гипс осадочный	14,7
3	Северное		Киноварь	13,1; 15,8; 24,5; 26,8
4	Средний			
5	Малыш			
6	Восток			

Догдинский рудный узел

7, 8	Кыринское	Карбонатная гипсоносная толща (O_3)	Киноварь	2,2; 3,6; 4,7; 4,7; 5,7; 5,7; 7,8
9			Галенит	21,6
10	Район Кыринского месторождения		Гипс осадочный	22,6; 24,5; 24,5; 24,5; 24,9; 25,3; 25,5; 25,7; 25,9; 26,4; 26,6; 27,9; 28,8; 28,8
11	Солоночанское	Андезиты (J_3)	Галенит	0,9; 28,8
			Сфалерит	2,6
			Пирит	3,2
12	Западное		Галенит	0,1; 0,6
			Пирит	0,9
			Сфалерит	2,0
13	Догдо	Опалиты и вторичные кварциты в кварцевых порфирах (J_3)	Галенит	-2,3; -1,5
			Сфалерит	-1,5
			Пирит	-1,1
			Киноварь	-13,4; -12,6; -11,6; -10,3; -10,2; -9,2; -9,1; -7,7; -7,6; -6,9; -6,5; -1,9; 0,7
			Барит	13,6; 14,2; 15,3; 15,9; 22,1; 25,9

1	2	3	4	5
			Гипс гидротермальный	36,5
			Гипс вторичный из зоны окисления	-9,7; -2,9; -2,5; -1,6; -0,9; -0,7; 0,5; 0,8; 1,2; 1,8; 2,0
Чибагалахская группа проявлений				
14	Басканья-Мур	Карбонатная гипсоносная толща (O ₃ — D ₂)	Реальгар Киноварь	7,0 9,2; 9,8; 11,6; 11,6
15	Чибагалах		Барит	21,5
16	Район рудопроявлений Басканья-Мур		Гипс (осадочный) Ангидрит (осадочный)	18,2 25,6
Урультунский рудный узел				
17	Урультун	Карбонатная толща (D ₃)	Сфалерит Киноварь	2,8 6,8
Северо-Сетте-Дабанский район				
18	Стибнитовое	Карбонатная толща (D ₃)	Антимонит	9,6; 10,4
19	Сендучен	Карбонатная толща (S ₁₋₂)	Антимонит Аурипигмент Пирит	12,5 15,4; 15,5 20,0; 20,1
20	Хамамыт	Карбонатная толща (S — D ₁)	Антимонит	10,8; 11,1; 11,4; 11,4; 11,5; 11,6; 12,1; 12,8; 13,5
			Реальгар Аурипигмент	11,0; 11,2; 11,6 12,5; 12,8; 12,8; 13,2; 13,5; 13,5
			Барит	44,1; 44,5; 44,9; 45,8
21	Участок Штольневой (район рудопроявления Хамамыт)	Карбонатная толща (S ₁₋₂)	Пирит	1,9; 3,5; 5,3; 5,5
22	Сегенях		Сфалерит	1,5; 1,9; 2,3; 2,8; 3,5
23	руч. Чугучан	Гипсоносная карбонатная толща (S ₂)	Гипс осадочный	22,7; 23,2; 23,3; 23,3
			Сера вторичная (кристаллик на стенке трещины в гипсе)	-5,5; -5,1
Дулгалахская рудная зона				
24	Звездочка	Терригенные отложения верхояпского комплекса (P — T)	Киноварь	-3,7; -3,0; -3,0; -2,6; -2,4; -2,4; -2,4; -1,6; -0,6; -0,4; 0,0

1	2	3	4	5
25	Грива	Терригенные отложения верхоянского комплекса (Р—Т)	Киноварь	—3,3; —0,3
26	Загадка		Антимонит	—7,6; —7,3; —3,4; 1,6
			Галенит	—5,9
			Сфалерит	—4,7; —3,8
			Сульфосоля Киноварь	—3,8 —3,5
27	Буор		Антимонит	—15,1
28	Восточное		Сфалерит	14,9

Западно-Верхоянская рудная зона

29	Ага-Кукан	Известняки (С ₁)	Пирит Галенит	—0,9 3,4; 6,6
		Диапир гипсов (D)	Гипс осадочный	14,8; 15,7
30	Куоланда	Терригенные отложения (С)	Галенит Сфалерит	1,9 5,1
		Диапир гипсов (D)	Гипс осадочный	14,8
31	Арычин	Известняки (С ₁)	Пирит Галенит Сфалерит	—0,2 —0,2; 1,5 7,8; 8,5
		Диапир гипсов (D)	Гипс осадочный Ангидрит осадочный	14,6; 20,4 14,1

Яно-Кольимский рудный пояс

Нижнеянская и Омолойская рудные зоны

32	Кючюс	Терригенные отложения верхоянского комплекса (Т)	Антимонит	—5,5; —2,8
33	Омолой		Антимонит	—6,9; —5,8; —3,6

Адыча-Тарынская рудная зона

34	Сентачан	Терригенные отложения верхоянского комплекса (Т ₃)	Пирит Антимонит	3,8; 3,8; 3,9; —1,4
35	Узловое		Пирит	7,2; 8,2; 8,3
36	Джолакаг		Антимонит	—1,7
37	Эльги-Тонорское		Пирит Антимонит	—4,7; —3,5 —5,7; —3,2
38	Ирюк		Арсенопирит	—1,5
39	Ким		Антимонит	—4,4; —4,3

1	2	3	4	5
40	Сарылах	Терригенные отложения верхоянского комплекса (Т ₃)	Пирит	-4,0; -3,1; -3,1; -3,0; -2,9; -2,8; -1,9; -1,5; -0,3
			Арсенопирит	-4,1; -3,1; -2,4; -2,3; -2,0
			Бертьерит Антимонит	-6,1; -3,3 -6,9; -4,6; -4,1; -4,1; -3,8; -3,6; -3,5; -3,4; -3,2; -3,2; -3,1; -3,1; -2,6; -2,6; -2,4; -2,4; -1,7; 0,2
41	Малтан		Антимонит	-4,8; -3,0; -2,1
42	Адычин		Пирит осадочно-метаморфогенный	-4,9; -2,3; -2,1; -0,7; -0,1; 0,0; 0,7; 1,1; 1,3
Иньяли-Дебинская рудная зона				
43	Тунгусское	Терригенные отложения верхоянского комплекса (J ₁₋₂)	Антимонит	-2,1; -0,1
44	Бллен		Антимонит	-0,6
45	Улахан-Нагалин		Бертьерит	-2,3; -0,2
			Антимонит	-4,6; -4,3; -4,3; -4,3; -3,9
46	Дарпир		Антимонит	-8,4; -4,1; -4,1
Крохалинская рудная зона				
47	Крохалиное	Дайка альбитофиров (J ₃) в терригенных отложениях верхоянского комплекса (J ₁)	Пирит Арсенопирит Бертьерит Антимонит	-10,2; -9,4; -8,8 -11,3; -9,7; -8,3 -12,4; -11,1 -12,5; -11,6

величинами изотопного состава серы при широкой дисперсии значений: Лево-Сакындинский рудный узел — $0,9 \div 26,8 \text{ ‰}$ (среднее 12,3), Кыринское месторождение в Догдинском рудном узле — $2,2 \div 21,6 \text{ ‰}$, Чибагалахская группа рудопроявлений — $7,0 \div 11,6 \text{ ‰}$; сюда же можно отнести и Урультунский рудный узел — $2,8 \div 6,8 \text{ ‰}$. Гидротермальные сульфаты по изотопному составу серы часто соответствуют сульфатам эвапоритов вмещающих пород, но иногда они значительно утяжелены — до 50 ‰ (Лево-Сакындинский рудный узел, Чибагалахская группа рудопроявлений).

Близость изотопного состава серы гидротермальных сульфатов изотопному составу гипсов и ангидритов осадочных толщ позволяет считать, что первые образовались за счет переотложения осадочных сульфатов. Наиболее детально изученная нами гипсоносная толща в районе Кыринского месторождения (по 200-метровому разрезу) имеет изотопный состав серы $22,6 \div 28,8 \text{ ‰}$. Величина $22,6 \text{ ‰}$, вероятно, близка исходному составу серы сульфатов, а более высокие значения характеризуют утяжеление ордовикских гипсов в ходе их эпигенетического восстановления. Местами сульфатредукция шла весьма интенсивно, так что почти весь сульфат расходовался и в малом сульфатном остатке накапливался большей избыток тяжелого изотопа серы. Подобный сульфат зафиксирован в барите из месторождения Галхая ($\delta^{34}\text{S} 50 \text{ ‰}$), и, забегая несколько

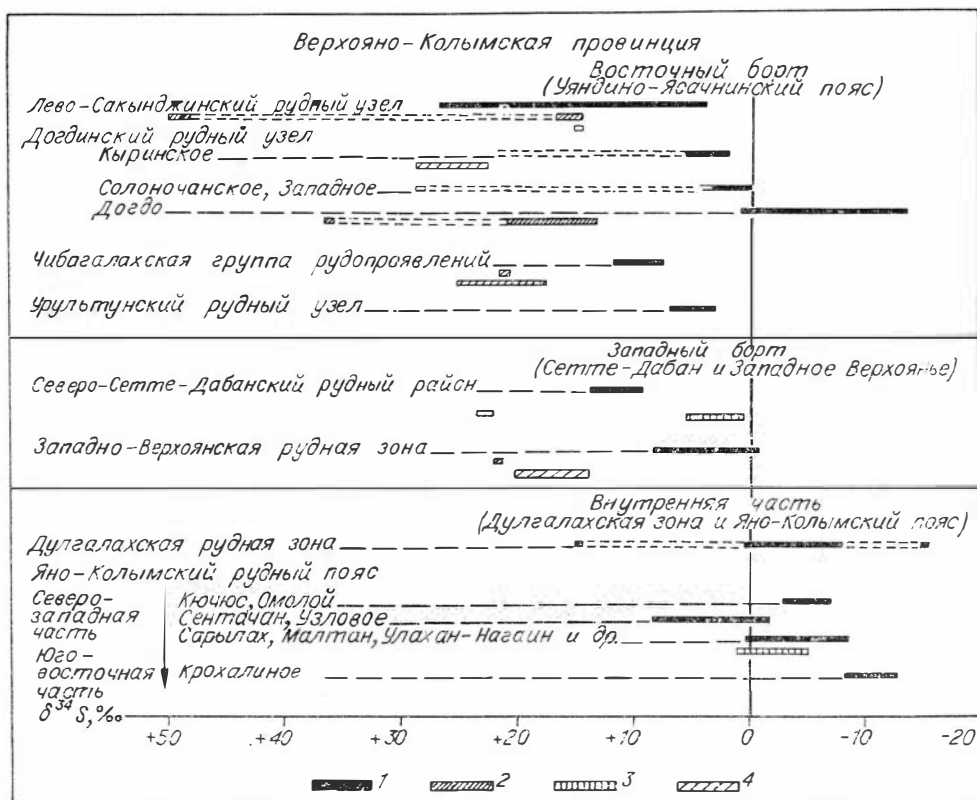


Рис. 5. Вариации изотопного состава серы в сульфидах и сульфатах из рудных месторождений и вмещающих пород сурьмяных и ртутных месторождений Верхояно-Колымской провинции.

1 — гидротермальные сульфиды; 2 — гидротермальные сульфаты; 3 — сульфиды осадочных пород; 4 — осадочные сульфаты.

вперед, укажем, что он зафиксирован также в гипсе из месторождения Догдо ($\delta^{34}S$ 36,5 ‰). Именно такой режим восстановления при «ограниченном» запасе сульфатов привел к образованию рудных минералов с тяжелой сульфидной серой: до 21,6 ‰ в галените Кыринского месторождения и до 24,5 и 26,8 ‰ в киноваре месторождений Малыш и Восток (Левосакынджинский рудный узел). Сульфидная сера характеризуется наряду с общим утяжелением большим разбросом изотопных отношений, что определенно указывает на генерацию сероводорода в локальных зонах очагов разгрузки гидротермальных растворов. Сульфатредукция, очевидно, происходила за счет битуминозных веществ вмещающих пород. Высокая битуминозность отложений вмещающего терригенно-карбонатного комплекса вплоть до выделений жидких битумов отмечена выше. В локальных участках генерации сероводорода иногда создавались условия, благоприятные для образования самородной серы (месторождение Галхая); близость изотопного состава сульфидной и самородной серы свидетельствует о том, что они имели общий источник сероводорода.

Вторую подгруппу составляют полиметаллические проявления Догдинского рудного узла — Западное и Солоночанское, расположенные в краевых частях Догдинской вулканогенной впадины, вблизи границы с карбонатными гипсоносными отложениями. Изотопный состав серы сульфидов здесь в основном 0,1 ÷ 3,2 ‰, но в одном случае достигает 28,8 ‰. Появление столь тяжелого сульфида определенно связано с влиянием гипсоносных карбонатных отложений, подобно тому, как это описывалось выше для месторождений Левосакынджинского рудного узла и Кыринского месторождения.

В третью подгруппу входят ртутное месторождение Догдо и полиметаллическое проявление левобережья р. Догдо. Они залегают среди вулканитов в центральной части Догдинской впадины, где гипсоносная карбонатная толща находится на глубине почти 2 км, и характеризуются всеми чертами близповерхностного поствулканического рудообразования. Ранние сульфиды на ртутном месторождении Догдо — галенит, сфалерит и пирит — имеют изотопный состав серы — $2,3 \div -1,1 \text{ ‰}$. Близкие значения отмечаются в сульфидах на соседнем полиметаллическом проявлении левобережья р. Догдо: $-5,4 \div 1,9 \text{ ‰}$. Более поздняя киноварь характеризуется заметно облегченной серой: $-13,4 \div 0,7 \text{ ‰}$ (среднее — $8,2 \text{ ‰}$). Заметно утяжелены бариты ($13,6 \div 25,9 \text{ ‰}$) и, как уже отмечалось, один из гипсов ($36,5 \text{ ‰}$).

На месторождении Догдо широко развита сульфатная зона. Она представлена фиброферритом, мелантеритом, гипсом и другими минералами [Губанов, 1972]. Она, очевидно, гетерогенна по происхождению. С одной стороны, ее образование связано с окислением сероводорода, интенсивно генерировавшегося при поствулканическом рудообразовании за счет абигенной сульфатредукции; с другой стороны, она формировалась за счет более поздних процессов гипергенеза как зона окисления сульфидных руд. Значительная часть гипса, по-видимому, первична. На это указывали Л. К. Дубовиков, Л. Г. Демина, А. Ш. Ганеев и З. П. Заблоцкая, детально изучавшие месторождение в 1971—1973 гг. Об этом также свидетельствуют полученные нами данные по газово-жидким включениям в гипсе: первичные включения имеют температуру гомогенизации $100\text{—}120 \text{ }^\circ\text{C}$, вторичные (нескольких типов) — $55\text{—}100 \text{ }^\circ\text{C}$. Изотопный состав серы гипсов довольно однороден: $-2,9 \div 2,0 \text{ ‰}$. Как известно [Виноградов, 1980], окисление сульфидной серы не сопровождается существенным изотопным фракционированием. По-видимому, изотопный состав этих гипсов соответствует тому сероводороду, который продуцировался из сульфатов осадочных пород и связывался в ранние сульфиды — галенит, сфалерит, пирит. Такой сероводород частично участвовал и в формировании более поздней киновари. Но, кроме того, широко развитые здесь процессы окисления — восстановления привели к появлению еще более облегченного сероводорода: именно этот сероводород в основном высаливал ртуть. Изотопный состав серы в одной из пар гипс — киноварь — наглядное тому свидетельство: $-0,9 \text{ ‰}$ в гипсе и $-13,4 \text{ ‰}$ во включениях киновари из этого гипса. Примесью сульфатов окисления объясняется появление баритов гидротермального происхождения с более легкой серой, чем сера сульфатов вмещающих пород. Как полагает И. В. Губанов, сульфаты зоны гипергенеза формировались за счет ранних сульфидов, преимущественно пирита. С этим хорошо согласуются данные по изотопному составу серы в фиброферрите и пирите.

Выше указывалось, что ртутное месторождение Догдо сопоставимо с классическими месторождениями опалитового типа в США. Все они формировались в близповерхностных высокоокислительных условиях. Многократно повторявшиеся процессы окисления сульфидной серы и восстановления сульфатной привели к появлению сульфидов со значительно облегченным изотопным составом серы. Для сравнения с месторождением Догдо ($-13,4 \div 0,7 \text{ ‰}$) приведем данные по изотопному составу сульфидов (киновари, кордерита и пирита) из месторождений Кордеро и Мак-Дермитт: $-13,9 \div 0,95 \text{ ‰}$.

В Северо-Сетте-Дабанском районе, расположенном в карбонатной гипсоносной толще $S_1\text{—}D_3$, четко выделяются две подгруппы рудопроявлений. К первой можно отнести текущие жильные сурьмяные и сурьмяно-мышьяковые проявления. Изотопный состав сульфидов из этих проявлений резко утяжелен: $\delta^{34}\text{S}$ находится в пределах $9,6 \div 20,1 \text{ ‰}$, а в баритах $44,1 \div 45,8 \text{ ‰}$, что значительно выше значений, характерных для гипсов вмещающей осадочной толщи: $22,7 \div 23,3 \text{ ‰}$. Очевидно, модель процессов восстановления осадочных сульфатов и образования

тяжелых гидротермальных сульфатов и сульфидов здесь аналогична той, которая рассматривалась для Лево-Сакинджинского ртутнорудного узла.

Вторая подгруппа включает рудопроявления, представленные пластовыми телами пиритового и сфалерит-флюоритового состава. Они характеризуются положительными, довольно гомогенными величинами изотопного состава сульфидной серы: $\delta^{34}\text{S}$ $1,5 \div 5,5$ ‰. Отсутствие значительного утяжеления серы в сульфидах и узкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ рассматривается В. И. Бергером с соавторами как аргумент в пользу участия ювенильной серы в сульфидном рудообразовании (подробнее см. [Бергер и др., 1986]). Но можно предложить и другое объяснение. Дело в том, что непосредственно в районе стратиформных рудопоявлений гипсов нет. Возможно, что гипсы, известные в карбонатно-гипсоносной толще S_2 севернее рудопоявлений, моложе оруденения. В этом случае в качестве варианта можно предположить, что сера стратиформных рудопоявлений формировалась за счет сероводорода нефтегазоносных рифейских отложений, которые известны в районе Сарданы и, как полагают, подстилают здесь палеозойскую толщу. Положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ и отсутствие заметных вариаций согласуются с таким предположением. Недостаточность информации о стратиграфических взаимоотношениях толщ в районе не позволяет рассматривать этот вопрос с возможной полнотой.

Перейдем к рассмотрению второй группы месторождений, расположенных во внутренней части Верхояно-Колымской складчатой системы среди терригенных пород верхоянского комплекса. В Дулгалахской ртутно-сурьмяной зоне $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в основном укладывается в пределы $-7,6 \div 1,6$ ‰, по есть и отклонения: 8,8 и 14,9 ‰ в сфалеритах рудопоявления Восточного и $-14,2$ и $-15,1$ ‰ соответственно в пирите Звездочки и антимоните Буора. Изотопный состав серы сульфидов здесь, вероятно, формировался под влиянием двух причин. Во-первых, это сероводород прилегающей с запада Западно-Верхоянской нефтегазоносной области, воды которой, очевидно, разгружались по меридиональному глубинному разлому (контролирующему размещение рассматриваемых месторождений) и участвовали в процессе их формирования. Свидетельства участия этих вод в рудообразовании сохранились в виде углеродсодержащих соединений в рудах месторождений — антраколите, шунгите, графите. Их мало, но важен сам факт их присутствия. Во-вторых, определенное влияние, вероятно, оказывали отдельные отторженцы пород девонской эвапоритовой толщи, поднятые по глубинному разлому. Косвенным указанием на существование таких отторженцев является Соленое озеро. Оно находится в 50 км западнее месторождения Загадка; площадь его 0,25 км². На восточном берегу озера известны налеты соли до 1 см толщиной. Минерализация воды — 2 г/л, в то время как для обычных горных озер здесь она составляет 0,1—0,2 г/л. Химический состав воды следующий (мг/л): Na + K — 797; Ca — 160,3; Mg — 145,9; Cl — 1804; В — 4,26; SO₄ — 37,5; HCO₃ — 183. Отношение хлора к бромю 450, что характерно для вод, состав которых формируется за счет растворения каменной соли. Участием таких вод в рудообразовании, по-видимому, можно объяснить появление на рудопоявлении Восточной сульфидов с заметно утяжеленной серой.

В Западно-Верхоянской рудной зоне, где оруденение связано с диапирами гипсов и ангидритов, изотопный состав серы сульфидов весьма пестр в пределах каждого проявления и изменяется в целом от $-0,2$ до 8,5 ‰. Изотопный состав осадочных сульфатов диапиров 14,1—15,7 ‰, а в одном случае достигает 20,4 ‰. В процессе рудообразования диапиры, очевидно, являлись очагами разгрузки напорных вод. При этом одновременно могли быть вскрыты различные горизонты подземных вод, в том числе нижнего терригенно-карбонатного комплекса, в котором известны горизонты гипсов и ангидритов и породы которого характеризуются высокой битуминозностью (выше указывалось, что по нефтегеологи-

ческому районированию территории СССР этот район относится к Западно-Верхоянской нефтегазоносной области).

Для золото-сурьмяных месторождений Яно-Колымского рудного пояса в целом наблюдается довольно однородный изотопный состав серы в сульфидах, но есть некоторые отклонения. Рассмотрим вариации изотопного состава серы по простиранию пояса с северо-запада на юго-восток. В Нижнеянской и Омолойской рудных зонах (рудопоявления Кючус и Омолой) $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов $-5,5 \div -3,6 \%$ (среднее $-4,9$).

В Адыча-Тарынской зоне в ее северо-западной части (месторождения Сентачан и рудопоявление Узловое) изотопный состав серы сульфидов несколько тяжелее по сравнению с другими месторождениями пояса ($-1,4 \div 7,2 \text{‰}$, среднее $4,8 \text{‰}$). Далее к юго-востоку, в пределах той же зоны, изотопный состав серы сульфидов облегчен и довольно постоянен. Так, для рудопоявлений Джолакаг, Эльги-Тонорское, Ирюк, Ким $\delta^{34}\text{S}$ равен $-4,7 \div -1,5 \text{‰}$ (среднее $-3,6 \text{‰}$). Близкие значения отмечаются и в сульфидах наиболее детально изученного нами месторождения Сарылах, расположенного в этой же рудной зоне. Сульфиды ранней рудной ассоциации — пирит и арсенипирит — характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ $-4,1 \div -0,3 \text{‰}$ (среднее $-2,6 \text{‰}$), сульфиды поздней ассоциации — антимонит и бертьерит: $-6,9 \div 0,2 \text{‰}$ (среднее $-3,2 \text{‰}$). Тот же порядок величин отмечен для месторождения Малтан. Осадочно-метаморфогенные пириты вмещающих триасовых отложений Адыча-Тарынской зоны имеют близкие значения $\delta^{34}\text{S}$: $-4,9 \div 1,3 \text{‰}$ (среднее $-0,8 \text{‰}$).

В соседней Иньяли-Дебинской рудной зоне сурьмяные проявления практически идентичны по изотопному составу серы месторождениям Адыча-Тарынской зоны: $-8,4 \div -0,1 \text{‰}$ (среднее $-3,3 \text{‰}$); анализировались антимониты и бертьериты месторождений и рудопоявлений Дарпир, Улахан-Нагаин, Тунгусское и Ылэн. И только крайний юго-восток Яно-Колымского рудного пояса выделяется облегченным изотопным составом серы сульфидов (Крохалиное месторождение). Пределы значений $\delta^{34}\text{S}$: $-12,4 \div -8,3 \text{‰}$ (среднее $-10,5 \text{‰}$).

В целом довольно однородный состав сульфидной серы, несколько сдвинутый в сторону облегчения по сравнению с серой метеоритов, не дает возможности однозначно решить вопрос об источниках серы в рудах. Ими в равной мере могут быть и глубинные подкоровые очаги, и коровые генераторы сульфидной серы. Рассмотрим геологические и минералогические аргументы, которые могут свидетельствовать в пользу корового происхождения сульфидной серы. Один из вариантов такого объяснения предложили В. И. Бергер, М. Н. Голубчина, С. Л. Миркина [1976]. Они считают, что в процессе предрудного зеленосланцевого метаморфизма и гидротермальной березитизации большие объемы сульфидоносных толщ подвергались значительным преобразованиям и в рудный процесс вовлекалась сера осадочно-метаморфизованных пиритов. Близость изотопного состава серы и свинца в осадочно-метаморфизованных пиритах и гидротермальных сульфидах позволяет считать такой механизм вполне вероятным.

Можно предложить и другое объяснение. Как показано выше, вмещающие породы преобразованы в серицит-карбонатные, серицит-хлорит-карбонатные сланцы и графитовые филлиты в результате предрудного метаморфизма, который находится в едином пространственно-временном ряду процессов: гранитное батолитообразование и метаморфизм — золото-антимонитовое оруденение. К началу проявления эндогенных процессов породы представляли собой неметаморфизованные битуминозные песчано-глинистые отложения с углистыми пропластками (в настоящее время превратившиеся в черносланцевую толщу с высоким содержанием графита). Судя по литологии отложений, здесь могла формироваться нефтегазоносная провинция. Очевидно, ее реликтами являются области, выделенные на карте нефтегеологического районирования территории СССР

как возможно нефтегазоносные: Сугойская, Иньяли-Дебинская, Полосненская (Ольджийская). К этому следует добавить, что к Иньяли-Дебинской нефтегазоносной области приурочена одноименная рудная зона, а соответствие изотопного состава серы в месторождениях этой зоны изотопному составу серы соседней Адыча-Тарынской зоны свидетельствует, очевидно, о едином механизме генерации сероводорода. Кроме того, в месторождениях обеих рудных зон отмечаются выделения метана и других предельных углеводородов. Это следует из материалов Б. О. Манучарянца, Э. Я. Прушинской и В. Г. Владимирова [1979], установивших повышенные до 1 мол/л концентрации метана во включениях в кварце из сурьмяных месторождений, и наших данных о повышенных содержаниях углеводородов метанового ряда в мономинеральных пробах антимонитов — сотые и десятые доли массовых процентов (рудопроявления Селерикан, Дарпир и др.)*.

Как известно [Виноградов, 1973, 1980], сероводород нефтегазоносных областей хорошо гомогенизирован, но при этом имеет самые различные значения изотопного состава серы: положительные, отрицательные и близкие метеоритному стандарту. Можно предположить, что в данном случае изотопный состав серы в сероводороде нефтяных вод несколько сдвинут в сторону облегчения (отдельные исключения будут рассмотрены ниже). На ранних стадиях эндогенного процесса он участвовал в образовании метаморфогенных сульфидов железа, а на поздних — в формировании золото-сурьмяного оруденения.

Появление более утяжеленной серы в сульфидах сурьмяных проявлений Сентачан и Узловое (северо-западная часть Адыча-Тарынской рудной зоны), возможно, обусловлено тем, что эти объекты наиболее приближены (десятки километров) к границе отложений палеозойского терригенно-карбонатного комплекса Тас-Хаяхтасского горст-антиклинория. При ступенчатом погружении палеозойского основания от восточного борта Верхояно-Колымской складчатой системы к центру на глубине могли сохраниться блоки этих пород с эвапоритами. Это должно было отразиться на формировании изотопного состава сероводорода подземных вод и соответственно на сульфидном оруденении этой части пояса. Здесь следует заметить, что недостаточность информации о глубинном строении региона не позволяет рассмотреть вопрос о возможном участии сероводорода нижнего терригенно-карбонатного комплекса (с эвапоритами и проявлениями нефтегазоносности) в формировании сурьмяного оруденения в целом для Яно-Колымского рудного пояса.

Значительное облегчение изотопного состава серы в сульфидах Крохалиного месторождения можно объяснить следующим образом. При полном вещественном и структурном сходстве с другими золото-сурьмяными проявлениями это месторождение отличается от них присутствием в составе руд марказита, совершенно не характерного для золото-антимонитовой березитовой формации. Это свидетельствует о более окислительной обстановке формирования руд месторождения, вероятно, вследствие подтока поверхностных кислородсодержащих вод. Действительно, это месторождение расположено в весьма проницаемом блоке: оно находится на юго-восточном окончании Яно-Колымского пояса в участке его сочленения с крупным субмеридиональным Буяндинским разломом и локализовано в зонах расланцевания крупной дайки в отличие от других месторождений, расположенных в терригенных породах. По-видимому, неоднократно повторяющиеся процессы восстановления и окисления серы привели здесь к образованию сульфидов с заметно облегченным изотопным составом серы.

Сурьмяные месторождения Яно-Колымского пояса служат прекрасной иллюстрацией тому, что сходство вещественных и структурных особенностей и геологических закономерностей локализации оруденения отнюдь

* Анализы выполнены в МГУ Ю. И. Пиковским.

не обеспечивает полной однотипности изотопного состава серы в рудах.

Резюмируя изложенное выше, подчеркнем, что анализ всего материала по месторождениям Верхояно-Колымской ртутно-сурьмяной провинции еще раз говорит о большом значении коровых очагов серы в локализации разнотипного ртутного и сурьмяного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1969.— 183 с.
- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.
- Бергер В. И., Голубчина А. К., Миркина С. Л. Комплексная изотопная характеристика золото-сурьмяных проявлений Яно-Колымского пояса // VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии.— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976.— С. 53—55.
- Бергер В. И., Иогансон А. К., Голубчина М. Н. Распределение изотопов серы и свинца в мышьяково-сурьмяных и колчеданных проявлениях Северного Сетте-Дабана // Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ.— Л.: ВСЕГЕИ, 1986.— С. 5—14.
- Виноградов В. И. Источники серы рудных месторождений по изотопным данным // Труды I Международного геохимического конгресса.— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973.— Т. 2: Гидротермальные процессы.— С. 45—53.
- Виноградов В. И. Роль осадочного чехла в геохимии изотопов серы.— М.: Наука, 1980.— 189 с.
- Виноградов В. И., Озерова Н. А., Галкин М. А. О сульфатном источнике серы в рудах ртутных месторождений Северо-Саянско-Якутского рудного узла (Якутия) по данным изотопного состава серы // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 202, № 3.— С. 689—692.
- Галкин М. А. Ртутная формация Якутии // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1969.— С. 302—308.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса/Под ред. Красного Л. И.— М.: Недра, 1976.— 516 с.
- Геология СССР.— М.: Недра, 1970.— Т. 30, кн. 1.— 548 с.
- Губанов И. В. Некоторые закономерности пространственного размещения и условий формирования ртутного оруденения северной части горной системы Черского // Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья.— Л., 1972.— С. 87—95.
- Иванов В. В., Клубов Б. А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1979.— 148 с.
- Ивсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 320 с.
- Индюлев Л. Н., Жданов Ю. А., Супленов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 232 с.
- Масленников В. В. Условия локализации сурьмяно-ртутного оруденения Северного Верхоянья // Сов. геология.— 1977.— № 5.— С. 115—125.
- Манучарянц Б. О., Прушинская Э. Я., Владимирова В. Г. Некоторые данные о характере гидротермальных растворов, формирующих золотое и золото-сурьмяное оруденение Якутии // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 2.— С. 210—221.
- Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1986.— 232 с.
- Озерова Н. А., Виноградов В. И. Геохимические аспекты генезиса ртутных месторождений (в свете разработки теоретических основ геохимических методов поисков) // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 88—94.
- Прушинская Э. Я., Рябова Т. В., Соколова Н. А., Маркова Э. А. Изотопный состав серы сульфидов золото-сурьмяных месторождений Востока СССР и некоторые вопросы их образования // Минералого-геохимические особенности ртутных и сурьмяных месторождений.— М.: ИМГРЭ, 1986.— С. 44—49.
- Сидоренко З. В., Голубчина М. А., Миркина С. Л. и др. О генезисе ртутных месторождений Якутии // Геология руд. месторождений.— 1977.— № 3.— С. 44—51.
- Тектоника Якутии/Мокшанцев К. Б., Горшштейн Д. К., Гусев Г. С. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 198 с.
- Шило Н. А., Бабкин П. В., Копытин В. И. Металлогения ртути северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1978.— 236 с.

О ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

(на примере Никитовского рудного поля в Донбассе)

При разработке весьма актуальной в настоящее время проблемы построения генетических моделей эндогенных рудных формаций существенное значение имеет полноценное описание отдельных рудных формаций, развитых в достаточно хорошо изученных регионах. Одной из них является ртутная рудная формация, которая определяет минерагенический облик Донецкого бассейна. В этом регионе помимо давно известного Никитовского рудного поля выявлены также и другие месторождения и рудопроявления (Славянское, Докучаевское, Донецкое и др.), приуроченные главным образом к окраинам бассейна. Руды отдельных месторождений и рудопроявлений заметно отличаются друг от друга минералогическим составом, содержанием элементов-примесей и другими особенностями, что дает основание для выделения собственно ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяково-ртутной субформаций.

По минеральному составу в этих субформациях выделяются более дробные группы месторождений и рудопроявлений, в которых преобладает тот или иной минеральный тип руд: кварц-диккит-киноварный, кварц-антимонит-киноварный, диккит-карбонат-киноварный, карбонат-реальгар-киноварный и карбонат-киноварный. Наиболее интересен в практическом отношении первый минеральный тип, характерный для Никитовского рудного поля. За более чем столетнюю историю его открытия (1879 г.) и освоения высказаны различные мнения о его генезисе — от магматогенно-гидротермального до осадочно-метаморфогенного. Анализ геолого-структурных и минералого-геохимических данных позволяет описать более детально геолого-генетическую модель этого своеобразного эталона ртутных месторождений.

Ртутное оруденение Никитовки размещается в терригенно-осадочных породах, среди которых рудовмещающими являются мощные (20—50 м) пласты песчаников среднего и верхнего карбона. Оруденение здесь многоярусное, так как в стратиграфическом разрезе выделяют до 5—7 таких пластов песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, а также маломощными пластами с пропластками известняков и каменных углей. Рудоносные песчаники подверглись окварцеванию и аргиллизации. Они содержат пластообразные, линзовидные, штокверковые, жильные рудные тела и зоны, приуроченные обычно к местам наибольшей трещиноватости пород. Главные рудные минералы — киноварь, антимонит, пирит, реже встречается арсенопирит и иногда обнаруживаются сфалерит, галенит, халькопирит, другие сульфиды и сульфосоли. Нерудные представлены кварцем, диккитом, серицитом, реже карбонатами. Эти минералы образовались в течение нескольких стадий минерализации на фоне постепенного снижения температуры рудоносных растворов и изменения их физико-химических характеристик.

Сейчас известно более ста термометрических анализов газово-жидких включений в минералах Никитовского и других ртутно-рудных полей Донбасса, из которых более десяти относятся непосредственно к киновари. Эти данные разных авторов [Зациха и др., 1973; Панов, 1982; Головченко, 1982; Горовой, 1986; и др.] хорошо согласуются между собой, так что можно говорить о достоверности полученных результатов.

Для начальных стадий рудообразующего процесса, когда выделялись из растворов ранний кварц, сульфиды меди, свинца и цинка, арсенопирит и ранний кальцит, характерна кристаллизация минералов в диапазоне температур 290—150 °С и давления (240—210)·10⁵ Па. Продуктивные ста-

дши минерализации имеют меньшие температурные значения, при этом главная масса киновари выделялась при 150—105 °С и давлении (160—120)·10⁵ Па. Анализ данных о температурах кристаллизации киновари на разных гипсометрических уровнях Никитовского рудного поля указывает на среднюю величину палеогеотермического градиента 5 °С на 100 м, что существенно отличается от современных значений для Центрального района Донбасса (2,5—3 °С на 100 м). Наиболее высокие его значения установлены для начальных стадий рудообразующего процесса: 8 °С на 100 м [Головченко, 1982].

Вертикальный размах ртутного оруденения Никитовского поля, по термобарическим данным, составляет примерно 2000 м при глубине верхней границы формирования руд около 1000 м.

Сопоставление полученных термобарических данных с условиями образования других ртутных месторождений Союза [Манучарянц и др., 1970; Головченко, 1981; Оболенский, 1985; и др.] показывает, что оптимальным для выделения киновари является интервал 180—80 °С, который практически не зависит от геологической позиции месторождений. В некоторых ртутно-рудных провинциях СССР отмечается существенная разница между температурами начала и конца рудного процесса (Средняя Азия, Северный Кавказ и др.), что может свидетельствовать о значительном перепаде температур гидротермальной системы и относительно быстрой отдаче ею тепла. В Донецком бассейне эти явления не столь резко выражены, что позволяет говорить о длительности существования и устойчивости повышенного теплового потока, а также достаточной изоляции мест разгрузки гидротерм от внешней среды.

Химический состав минералообразующих растворов был сложным и изменялся в ходе процессов рудогенеза. Сведения о составе этих растворов получены в основном в результате детальных исследований жидкой и газовой фазы включений в рудных (киноварь, антимонит, пирит, марказит) и им сопутствующих нерудных (кварц, кальцит, анкерит) минералах методами водной вытяжки, криометрии, атомно-адсорбционного и др.

В жидкой фазе флюидных включений среди анионов повсеместно отмечается до 94 % HCO_3^- и иногда даже более, так что его концентрация в 4—5 раз превышает сумму всех остальных анионов. Примерно в половине изученных проб есть хлор (от 5,3 до 92 %) и сульфат-ион (от 9,2 до 57,4 %), в одном случае включение в киновари содержит серу (33,3 %); в анкерите, кальците и кварце сера встречается чаще в количестве от 1,4 до 11,7 %. Следует также отметить присутствие в ряде проб фтора.

Анионный состав жидкой фазы включений представлен главным образом натрием, калием, кальцием и магнием. Содержание их различно: в киновари, например, количество натрия колеблется от 1,8 до 57,2 %, а калия — от 7,7 до 42,8 %. Встречаются эти катионы, как правило, вместе в одних и тех же исследованных пробах. Это относится также к пириту, где содержание натрия во флюидных включениях доходит до 46,5 %, а калия — до 78,3 %. Иначе распределены в рудных минералах кальций и магний. Первый из них встречен практически во всех пробах жидкой фазы включений в количестве от 60,2 до 89,3 и даже 91,2 %, тогда как магний отмечается в 2 раза реже при содержании от 8,1 до 23,0 %. Для кварца характерно некоторое преобладание натрия над калием в исследованных пробах Никитовского рудного поля и других ртутных проявлений Донбасса. Иногда отмечается примесь акцессорного лития. Содержание натрия составляет от 26,8 до 87,5 %, а калия от 5,9 до 73,2 %. Кальций и магний зафиксированы лишь в единичных пробах кварца (5,1 и 7,8 % соответственно) Никитовки.

В кальците и анкерите натрия и кальций встречены практически повсеместно; часто обнаруживается в них также калий, реже магний. Количественные соотношения всех этих катионов весьма неустойчивы во включениях из одних и тех же минералов, что может свидетельствовать о гетерогенности минералообразующей среды в момент ее раскристаллизации.

Довольно сложен также состав газовой фазы включений. Помимо постоянно присутствующих углекислоты, паров воды и метана в них обнаружены кислород, сероводород, азот и в некоторых пробах аргон и фтор. Количество главной водной составляющей газовой фазы в несколько раз больше содержания углекислоты, так что на 1 кг H_2O приходится от 122 до 558 г CO_2 . Количество метана доходит до 1,5—3 г на 1 кг H_2O . Следует отметить, что помимо метана иногда отмечается присутствие таких предельных углеводородов, как этан C_2H_6 и пропан C_3H_8 .

Концентрация минералообразующих растворов в ходе гидротермального процесса постепенно снижалась от 9,3 до 4,0 % [Запиха и др., 1973]. В газово-жидком включении реалгара Никитовки температура исчезновения последнего кристаллика льда составила $-5^\circ C$, что соответствует концентрации раствора по $NaCl$ эквиваленту 8 %. Концентрация растворов включений в кварце составляла 4,0—6,4 % [Панов и др., 1981]. Данных о содержании ртути во флюидных включениях минералов не имеется, поэтому особый интерес представляет обнаружение в кристаллах кварца Никитовки киновари в качестве твердой фазы включений. Она была установлена при детальном исследовании многофазовых включений в прозрачных кристаллах, для которых отмечается преимущественный рост по граням ромбоэдра. На относительно крупных и хорошо развитых гранях нарастающие последовательно слои часто образуют уступы, к которым приурочены полости с первичными включениями. Среди них встречаются многофазовые включения, содержащие иногда выделения мельчайших зернышек киновари. Эта находка имеет важное значение, так как позволяет обоснованно судить о физико-химических параметрах рудообразующей среды. Величина рН жидкой фазы этих включений от 7,6 до 8,0. Давление среды минералообразования, определенное по включениям углекислоты, при температуре гомогенизации $140-125^\circ C$ составило $(160-130) \cdot 10^6$ Па. Концентрация растворов по результатам замораживания ($-1,5^\circ C$) определена в 4 %. В составе жидкой фазы включений были обнаружены натрий, калий, кальций, литий, хлор, сульфат-ион, фтор. Газовая фаза представлена углекислотой (85,80 %), азотом (12,15 %) и метаном (1,64 %). Спектральным анализом сухого остатка водной вытяжки включения с киноварью обнаружены кальций, кремний (1—3 % и более), барий, сурьма (менее 1 %), алюминий, натрий (десятые доли процента), медь, железо, марганец, свинец, титан (тысячные доли процента), серебро, хром, лантан, ванадий, цирконий (следы). Это свидетельствует о значительной сложности минералообразующих растворов, в которых присутствовали как петрогенные, так и металлогенные элементы литофильной, халькофильной и сидерофильной групп.

Данные изучения газожидких включений в сочетании с результатами анализа минеральных рудных парагенезисов и особенностями метасоматического изменения вмещающих пород позволяют судить о кислотности — щелочности гидротермальных растворов и их эволюции в ходе рудообразующего процесса. Согласно И. П. Щербаню и др. [1981], в рудоносных песчаниках Никитовки устанавливаются четыре последовательные метасоматические зоны: гидрослюды — каолинита — донбассита — окварцевания. Их образование связано с воздействием гидротерм на породы при закономерном изменении рН растворов от кислой среды до слабощелочной. Судя по характеру проявления аргиллизации пород, рН растворов начальной стадии, по мнению И. П. Щербаня, был не более 2, так что эти растворы характеризовались кислой реакцией. В ходе их эволюции происходило повышение рН, и в период продуктивного рудоотложения растворы эволюционировали от слабокислых до нейтральных и слабощелочных. Об этом свидетельствуют результаты анализа водных вытяжек включений в киновари, рН которых менялся от 5,1 до 8,2 [Головченко, 1982]. Отложение минералов заключительных стадий происходило в слабощелочной среде с рН = 7,4—8,8. Эти особенности эволюции рудообразующих растворов отмечались ранее на основании детального минерало-

гического изучения руд Никитовки, теперь они подтверждены и другими методами [Лазаренко и др., 1975].

Резюмируя сказанное выше, можно отметить, что гидротермальные рудообразующие растворы были многокомпонентными, содержащими переменные количества таких важных комплексообразователей, как сера, углекислота, хлор, фтор. Это обеспечивало перенос и отложение рудных элементов. Образование киновари происходило в условиях снижающихся величин термодинамических параметров при изменении во времени и пространстве газовой и жидкой фаз и концентрации серы. Большая роль в изменении состава и свойств рудоносных растворов принадлежала их взаимодействию с боковыми породами в ходе прерудного и внутрирудного метасоматоза. Благоприятными для возникновения киноварной минерализации были щелочные растворы, что подтверждается экспериментальными исследованиями [Оболенский, 1985]. Общий характер эволюции физико-химических параметров гидротермальных процессов ртутного рудообразования на Никитовском рудном поле и в других частях Донецкого бассейна в общем сходен с теми, которые установлены для основных ртутных провинций СССР. В большинстве случаев процессы минералообразования начинались из гидрокарбонатных флюидов, содержавших щелочи. В дальнейшем более активную роль играли хлор и фтор-ионы, сульфатная и сульфидная сера, а также щелочно-земельные элементы. Щелочные растворы и восстановительные условия обеспечили не только высокую растворимость, но и перенос сульфидных комплексов ртути на значительное расстояние. При подъеме таких различных по концентрации и сложным по составу сульфидно-хлоридно-карбонатных растворов к поверхностной зоне земной коры по мере развития обменных реакций с вмещающими породами, разбавления растворов метеорными водами и падения температуры происходило разложение комплексных соединений ртути с образованием киновари, а также выделение других минералов. Переходя к вопросу об источниках рудного вещества ртутных месторождений Донбасса, следует отметить его дискуссионность. Высказывались мнения об осадочно-метаморфогенном генезисе ртутной минерализации региона [Никольский и др., 1970], однако они не были подкреплены достаточно обоснованными фактическими минералого-геохимическими и другими данными и не подтверждались общегеологическими особенностями Донбасса. Нет также достоверных данных о генетической связи ртутного оруденения с внутрикоровым гранитоидным магматизмом, на что указывали некоторые исследователи Никитовского рудного поля.

Детальное изучение распределения ртути в различных магматических породах Донецкого бассейна, возникших в течение трех этапов тектономагматической активизации региона — от среднего палеозоя до верхов мезозоя, не выявило повсеместно повышенных по сравнению с кларковыми величинами содержаний ртути. Лишь в базальтоидных породах глубинных фаций, например толеит-базальтах южной окраины Донбасса, установлено от 1,0 до 6,5 г/т ртути, что в 50—300 раз выше средних содержаний ее в аналогичных породах земной коры.

Большой интерес имеют щелочно-базальтоидные дайковые породы, представленные камптонитами и мончикитами, которые возникли в заключительный этап тектономагматической активизации. Их возраст датируется величинами $(162-166) \pm (14-16)$ млн лет по определениям в лаборатории ИГЕМ АН СССР. В пространстве этот пояс лампрофиров субмеридионального простирания наложен на субширотные структуры общедонецкого простирания. В камптонитах и мончикитах, возникших в связи с глубокими расколами земной коры, которые сопровождались проявлениями глубинного базальтоидного магматизма повышенной щелочности, зафиксированы высокие содержания магнезиально-железистых компонентов, а отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в среднем составляет 2:1. Типичными элементами-примесями в количествах выше кларковых являются никель, кобальт, хром, ванадий, марганец, фосфор. В них установлено повышен-

ное содержание ртути, а в Амвросиевском рудоносном районе в южной части Донецкого бассейна отмечена видимая киноварная минерализация, имеющая наложенный характер.

Помимо мелкой вкрапленности в измененных лампрофитах киноварь встречается в зонах контактов их с вмещающими осадочными породами. Несмотря на такую тесную пространственную связь, вряд ли источником ртутной минерализации можно считать сами магматические породы дайкового комплекса. Между ними существуют, по всей видимости, более отдаленные парагенетические ассоциации, обусловленные глубинными потоками трансмагматических растворов, содержащими ртуть и другие металлы, а также щелочи и летучие компоненты. Активизация движений по разломам в земной коре способствовала возникновению проницаемых зон, по которым глубинные мантийные дериваты проникали в верхние ее горизонты.

В связи с возможностью стадийного отделения рудоносных растворов от магмы на больших глубинах пути их миграции могли расходиться во времени и пространстве. Этим можно объяснить наличие в районе как лампрофитов с наложенной ртутной минерализацией, так и дайковых пород с невысоким (даже ниже кларкового) уровнем содержания ртути.

Приведенные выше данные о распространении ртути в магматических породах Донбасса не позволяют говорить о прямой генетической связи ртутной минерализации с той или иной их формацией. Можно лишь отметить, что несколько большими содержаниями ртути по сравнению со средними показателями отличаются базальтоидные породы глубинных фаций. Коровые верхнепалеозойские магматические образования обеднены этим элементом. Все это свидетельствует в пользу мантийно-ювенильных источников ртути в Донецком бассейне [Бутурлинов, Панов, 1985].

Анализ имеющихся в настоящее время данных указывает практически на повсеместное распространение повышенных количеств ртути в осадочной толще Донбасса, особенно в зонах влияния субширотных и субмеридиональных глубинных разломов и узлах их сопряжений. Помимо геохимических аномалий ртути в углях и других породах [Караспк, Дворников, 1968; и др.], на всей территории Донецкого бассейна — от его северо-западных окраин до Нагольного Кряжа в субширотном направлении и от зоны мелкой складчатости на севере до Приазовского массива на юге в субмеридиональном — установлены проявления киновари. Таким образом, напрашивается вывод о том, что всю активизированную область Донецкого бассейна можно рассматривать как своеобразный регион с громадным ореолом рассеяния ртути, источником которой являются глубинные подкоровые области.

Ртуть и ее соединения при высокой температуре глубинных недр очень подвижны. Поэтому наиболее вероятно предположить ее миграцию в глубинных зонах в надкритических условиях с потоком интрателлурических растворов в форме летучих компонентов.

Глубинными могли быть источники и других элементов, обладающих высокой летучестью: сурьмы, мышьяка, серы, фтора, хлора, щелочей, углекислоты, привносимых интрателлурическими потоками растворов.

Изучение изотопного состава серы сульфидов продуктивных стадий Пикитовского рудного поля показало, что практически все полученные результаты лежат в области метеоритного стандарта с очень небольшим разбросом. Особенно хорошо это выражается для киновари и антимонита, что свидетельствует о хорошей гомогенизации серы в исходном веществе, так что тезис о ее глубинном происхождении получает свое фактическое обоснование, а также находится в соответствии с геолого-структурными, геофизическими и палеогеографическими данными по Донецкому бассейну [Панов, 1982]. Подобного рода изотопные данные, свидетельствующие о доминирующем влиянии глубинной мантийной серы на процессы ртутного рудообразования, известны из публикаций по месторождениям Средиземноморского рудного пояса [Металлогения..., 1976]. Так, для кино-

вари месторождений Северного Кавказа $\delta^{34}\text{S} = -2,1\%$ (среднее из 22 определений), Вышковского рудного поля в Закарпатье $-2,7\%$ (среднее из 11), Идрии (Югославия) $-0,8\%$ (среднее из 12), Монте-Амиата (Италия) $+1,1\%$ (среднее из 2), Альмаден (Испания) $+6,6\%$ (среднее из 6); киноварь Среднеазиатской рудной провинции имеет среднее значение $\delta^{34}\text{S}$, близкое к $+4\%$. Эти, а также сходные с ними значения по изотопам серы ртутных месторождений других регионов СССР и мира наряду с четкой повсеместной приуроченностью этой гидротермальной минерализации к структурам глубинного заложения позволяют достаточно обоснованно судить о главенствующей роли вещества мантии в процессах рудообразования, учитывая при этом полнотенность источников серы сульфидов, как это обнаруживается в ряде случаев. К аналогичным выводам относительно основных источников минерального вещества продуктивных стадий Никитовского рудного поля приводят также данные о распределении германия в кварцах, парагенетически связанных с киноварью [Корчемагин и др., 1978].

Исследования В. Шрена [Schrön, 1969] по распределению германия в рудных и им сопутствующих минералах из различных по генезису месторождений мира показали, что содержание этого элемента в кварцах обусловлено преимущественно термобарическими условиями и глубинной мобилизацией рудных флюидов. Повышенные количества германия, изоморфно замещающего кремний в кварце, указывают на глубинные источники вещества. Результаты изучения показывают, что содержание германия в кварцах ртутных месторождений и рудопроявлений Донбасса колеблется в широких пределах $(0,4-12,0) \cdot 10^{-4} \text{‰}$. При этом наблюдается достаточно отчетливая зависимость содержания германия от принадлежности кварца к тому или иному минеральному парагенезису. На Никитовском рудном поле наиболее низкие концентрации германия $-(0,7-1,8) \cdot 10^{-4} \text{‰}$ отмечаются в кварце начальных стадий минерализации. Низкие его содержания характерны также для кварца Софиевских и Чегарникских рудовмещений песчаников. В противоположность этому кварц, парагенетически ассоциирующий с киноварью и антимонитом продуктивных стадий минерализации, имеет высокие концентрации германия $(3,1-12,0) \cdot 10^{-4} \text{‰}$. Особенно резко по этому признаку выделяются кварцы богатых рудных жил. Кварц продуктивных стадий Дружковского ртутного месторождения также характеризуется достаточно высокими содержаниями германия $-(2,5-7,7) \cdot 10^{-4} \text{‰}$. Подобного рода картина характерна для кварца рудных парагенезисов Нагольного кряжа, а также зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. В этой зоне расположено Докучаевское рудопроявление ртути, кварц которого содержит повышенные (в 4-5 раз) количества германия по сравнению с безрудными кварцами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что источником кремнезема первых стадий минерализации — стадий окварцевания — явились толщи кварцевых песчаников и другие обогащенные кремнеземом вмещающие породы. Дальнейшее развитие рудообразующего процесса происходило при доминирующем значении глубинных флюидов, обусловивших образование основных рудных залежей Никитовского поля, которые маркируются наличием повышенных количеств германия в кварцах продуктивных стадий.

Представлениям о глубинных источниках минерального вещества Донецкой ртутеносной провинции не противоречат также данные об изотопном составе кислорода и углерода в кварце и карбонатах, сопутствующих ртутному оруденению. В результате выполненных в лаборатории Фрайбергской горной академии комплексных изотопных исследований установлен значительный диапазон вариаций изотопных отношений кислорода в кварце: от $+12,9$ до $+27,5 \text{‰}$ (SMOW). Карбонаты также характеризуются большим разбросом отношений изотопов как кислорода (от $+4,5$ до $+26,7 \text{‰}$, PDB), так и углерода (от $+25,0$ до $-19,2 \text{‰}$, PDB). Для рудных парагенезисов отчетливо проявляется тенденция к обо-

гащению карбонатов легким изотопом углерода; так, например, наименьшие значения $\delta^{13}\text{C}$ типичны для сидерита и доломита промышленных ртутных зон Никитовского рудного поля (от $-14,0$ до $-19,2$ ‰). Близость изотопного состава большей части проб к составу карбонатов осадочных пород, несомненно, указывает на то, что вмещающая толща нередко служила поставщиком углерода. Более легкий углерод мог поступать из глубинных источников.

Определения изотопного состава кислорода материнских вод, давших начало рудной минерализации, показали, что в гидротермальном процессе могли участвовать воды различного генезиса. Для ртутных месторождений Никитовки основная часть значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ гидротерм по кварцу лежит в диапазоне от $+8$ до $+11$ ‰ и по карбонатам от $+4$ до $+12$ ‰. В области нулевых и даже отрицательных значений смещены величины этого коэффициента для других ртутных рудопроявлений Донбасса. Это позволяет говорить о том, что гидротермальные растворы, сформировавшие Никитовское рудное поле, отличаются повышенным содержанием тяжелого кислорода, характерного для ювенильных вод. Наряду с этим в минералообразовании участвовали как погребенные морские, так и метеорные воды, соотношения которых в ходе рудообразующего процесса варьировали в довольно широких пределах.

Одним из наиболее информативных источников о генетических особенностях рудообразующих флюидов в настоящее время считаются определения кислородных и дейтериево-водородных изотопных соотношений в реликтах рудообразующих растворов, законсервированных в виде газожидких включений в различных минералах. По этим данным возможно выделение полей ювенильно-магматических, метаморфических, метеорных и других вод, которые характеризуются определенными значениями μ . Вода ювенильно-магматического генезиса, например, располагается в поле значений δD от -40 до -80 ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от $+5$ до $+7,5$ ‰, тогда как воды иного происхождения будут отличаться в ту или иную сторону от приведенных величин.

Впервые для Донбасса такого рода исследования по нашей просьбе были выполнены Ю. Н. Демиховым в лаборатории ИГФМ АН УССР на примере проб рудного кварца Никитовки и Нагольного кряжа (см. таблицу).

Анализ полученных данных показывает не только разную насыщенность водой и углекислотой проб кварца Никитовки и Нагольчика, но и заметные отличия в изотопном составе. Если вода кварца Нагольного кряжа лежит в поле магматических образований ($\delta\text{D} = -56$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = +7,4$ ‰), то пробы Никитовки располагаются вблизи него, в области гидротермальных вод смешанного происхождения. На смешанный характер воды минералообразующих растворов Никитовского рудного поля при доминирующем участии в них магматической составляющей указыва-

Результаты комплексных изотопных исследований флюидных включений в кварце

Проба и место отбора	Компоненты раствора	Количество в 1 мг на 1 кг кварца	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
Кварц Никитовки, шахта 2-бис	H_2O	110	-80	+2,7	+8,3
	CO_2	20		+53,2	
То же	H_2O	230	-82	+0,1	-3,2
	CO_2	39		+33,9	
Кварц Нагольного кряжа	H_2O	730	-56	+7,4	-3,1
	CO_2	140		+41,9	

Примечание. Значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно SMOW, а $\delta^{13}\text{C}$ — PDB.

ет также изотопный состав углерода из включений углекислоты в кварце.

Значение $\delta^{13}\text{C} = -3,2\text{‰}$ сходно с изотопным составом карбонатов, алмазов и углистых хондритов, для которых обычно этот показатель принимается равным от $-4,5$ до -6‰ .

Гидротермы по пути своей циркуляции могли взаимодействовать с содержащими органику осадочными породами, чем и объясняется повышенное содержание тяжелого изотопа углерода ^{13}C в одной из проб кварца ($+8,3\text{‰}$).

Таким образом, изотопно-геохимическое изучение включений флюидов в рудном кварце Никитовки подтверждает данные о достаточно сложном механизме их образования и распределения и указывает на ведущую роль глубинной ювенильной составляющей в образовании промышленной ртутной минерализации.

Сопоставление приведенных данных с результатами изучения главнейших ртутных провинций СССР, обобщенных в работах А. А. Оболенского, Н. А. Озеровой и других исследователей, позволяет отметить ряд общих закономерностей в формировании месторождений ртутной формации. Это касается прежде всего ведущей роли гидротермального процесса в образовании руд, химического состава растворов, температуры и давления среды минералообразования, локализации ртутных руд в зонах разломов, где интенсивно проявились процессы тектономагматической активизации, сопровождавшиеся внедрением в верхние горизонты земной коры глубинных мантийных дериватов. Наряду с этим ртутное оруденение Донецкого бассейна имеет и специфические особенности. Прежде всего следует указать на приуроченность рассматриваемых месторождений и рудопроявлений к особому планетарному ртутно-рудному (металлогеническому) поясу — линеamentу Карпинского [Рапов, 1976]. В генетическом отношении линеament Карпинского является палеорифтогенной структурой земной коры. Учитывая сформулированный Н. С. Шатским принцип соразмерности геологических структур, заключающийся в прямой зависимости между горизонтальной протяженностью геоструктурных зон и уровнями зарождения энергетических процессов, инициирующих их тектономагматическую активность, в приложении к линеamentу Карпинского можно говорить о значительной, определяемой сотнями километров, если не больше, их глубине. Возникновение такой планетарной по своей протяженности структуры было обусловлено глубинными процессами, охватившими, по-видимому, не только верхнюю часть мантии, но и вещество Земли более низких этажей. Эти планетарные структуры с ее подвижными зонами на отдельных участках характеризуются аномально повышенными содержаниями ртути, вплоть до образования крупных промышленных скоплений этого металла, в активизированной области Донбасса. Если судить по повышенным концентрациям ртути в газовых месторождениях различных структур линеamenta Карпинского, то ртутная дегазация весьма характерна для него, так что с учетом и этих соображений тезис о глубинном ювенильном источнике ртути в месторождениях и рудопроявлениях Донецкого бассейна будет находить свое подтверждение [Рапов, 1976; Озерова, 1986].

Еще одна интересная особенность ртутного оруденения Донбасса: на флангах оно оконтуривается гидротермальными проявлениями кристаллического прозрачного кварца, так называемыми «диамантами», содержащими углеводородные включения. Эти хорошо ограненные чистые и прозрачные кристаллы горного хрусталя встречаются обычно в виде двуглавых образований размером до 1—2 см, изредка больше. В Донецком бассейне «диаманты» являются одними из наиболее ранних гидротермальных образований. Их находки отмечены к северу и югу от главной антиклинали Донбасса, к которой приурочено Никитовское рудное поле. Их распространение совпадает с участками повышенного содержания ртути в углях и обильным выделением метана из угленосной толщи пород. Кристаллизация этого кварца происходила при температурах 140—160 °С и

давлении 30—40 мПа, первичные включения представлены метаном, иногда более тяжелыми углеводородами, а также водной фазой, содержащей 3—5 % NaCl, рН этих метано-водных растворов — нейтральный. Ранневторичные (сингенетичные зоны завершающей фазы роста) включения, как правило, водно-метановые, часто с фазой несмешивающейся нефти [Зацеха, Панов, 1985].

Пространственное положение изученных находок «диамантов» указывает на их приуроченность к флангам рудных зон, так что намечается определенная зональность в размещении ртутной и безрудной кварцевой метаносодержащей минерализации. Это явление можно объяснить установившейся в ряде случаев закономерной пространственной связью нефтегазовых и ртутеносных площадей. В начальные стадии тектономагматической активизации и связанной с ними гидротермальной деятельности вовлекались углеводороды и кремнезем корового происхождения. Вследствие большой летучести метана вначале возникал широкий фронт метано-водных растворов, давших начало «диамантам» во внешних частях рудных зон. Последующие продуктивные стадии гидротермальной деятельности характеризовались более четкой приуроченностью к зонам внутренних глубинных разломов рудоносных площадей.

Находки кварца типа «диамантов» с включениями углеводородов, а также других минералов, например кальцита, с подобного рода органическими включениями следует учитывать в качестве поисково-оценочного критерия на ртутное и иное связанное с ним оруденение.

Отмеченные особенности ртутеносности Донецкого бассейна дополняют предложенные ранее геолого-генетическую модель и формулу генотипа Никитовского рудного поля, и их следует учитывать при разработке модели ртутной рудной формации [Панов, 1985].

Автор признателен М. Д. Братусь, Ю. Н. Зинчуку и Ю. Н. Демихову за помощь в аналитических определениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Вулканизм и рудоносность Донбасса // Геохимия и рудообразование. — Киев: Наук. думка, 1985. — Вып. 13. — С. 23—33.
- Головченко Н. Г. Ртутные месторождения // Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). — М.: Недра, 1981. — С. 164—172.
- Головченко Н. Г. Условия формирования ртутных месторождений (по включениям в минералах): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук/ЛГУ. — Львов, 1982. — 22 с.
- Горовой А. Ф. Минералого-геохимические критерии оценки ртутного оруденения кварц-дикиитового типа (на примере Донецкой провинции): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук/ИГФМ АН УССР. — Киев, 1986. — 44 с.
- Зацеха Б. В., Петриченко О. И., Долишний Б. В. и др. Генетические особенности минералообразования Славянского ртутного месторождения // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1973. — № 27, вып. 4.
- Зацеха Б. В., Панов Б. С. О кварце с углеводородными включениями // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 285, № 5. — С. 1186—1189.
- Корчемагин В. А., Купенко В. И., Панов Б. С., Шрён В. К распределению германия в кварцах Донецкого бассейна и Рудных гор (ГДР) // Геохимия. — 1978. — № 7. — С. 1084—1088.
- Карасик М. А., Дворников А. Г. Ртутеносность углей Донецкого бассейна и продуктов их переработки. — М.: ОНТИ ВИЭМС, 1968. — 45 с.
- Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлинин В. И. Минералогия Донецкого бассейна. — Киев: Наук. думка, 1975. — Ч. 2. — 502 с.
- Манучаряц Б. О., Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути // Геохимия. — 1970. — № 11. — С. 1294—1301.
- Металлогения ртути. — М.: Недра, 1976. — 256 с.
- Никольский И. Л., Добрянский А. М., Корчемагин В. А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути // Геол. журн. — 1970. — Т. 30, № 3. — С. 91—100.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 194 с.
- Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование. — М.: Наука, 1986. — 232 с.

- Панов Б. С. Изотопно-геохимические данные и генезис ртутной минерализации Никитовского рудного поля // Ртутные месторождения Донецкого бассейна. — Киев: Наук. думка, 1982. — С. 119—125.
- Панов Б. С. Геолого-генетическая модель Никитовского рудного поля в Донецком бассейне // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — С. 121—123.
- Панов Б. С., Куненко В. И., Осадчий Е. Г. О реальгаре Никитовского рудного поля // Минерал. журнал. — 1981. — Т. 3, № 5. — С. 62—68.
- Щербань И. П., Копылова Л. В., Шевченко В. И. Низкотемпературные окологорудные метасоматиты Донбасса. — Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1981. — 56 с.
- Panov B. S. Das Karpinski Lineament und der mit ihm verbundene mineralogenetische Gurtel // Zeitschr. angew. Geol. Berlin. — 1976. — Bd 22, H. 6. — S. 264—271.
- Schrön W. Zur Geochemie des Cermaniums // Freiburger Forschungsheft. — 1969. — 246 S.

В. И. Лебедев

НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВАЯ АРСЕНИДНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (проблемы построения геолого-генетической модели)

Геолого-генетическая модель рудной формации — это обобщенный образ группы однотипных месторождений, который представляет в упрощенной и удобной для восприятия форме определенное состояние рудообразующей системы, порождающей рудную формацию. Под рудообразующей системой [Кузнецов и др., 1983; Оболенский, 1985; Сняжков, 1986] понимают совокупность взаимосвязанных элементов, в числе которых: источники энергии, вещества и транспортирующих агентов; механизм и пути транспортировки рудообразующих растворов-флюидов; состав рудообразующего раствора-флюида; среда, термодинамическая обстановка и механизм рудоотложения; взаимодействия рудообразующих растворов-флюидов с вмещающей средой; минеральная и геохимическая зональность рудоотложения. Рудообразующая система имеет свою геометрию, размеры, внутреннюю структуру и время существования, в пределах которого она возникает, развивается и исчезает, оставляя следы в виде измененных пород и скоплений руд. В зависимости от полноты информации об элементах, геометрии, размерах и времени существования рудообразующей системы или ее отдельных частей могут ставиться и решаться задачи по моделированию.

Геолого-генетическая модель рудной формации может быть построена на обобщении данных по хорошо изученным эталонным объектам формации. Поэтому особенно важно с наибольшей возможной степенью объективности подбирать эталонные объекты, характеризующие конкретную рудную формацию. Как отметил Л. Н. Овчинников [1983], сложность типизации эндогенных месторождений на рудноформационной основе вызвана прямым следствием стандартности условий рудоотложения как химического процесса, в результате которого проявляется закон конвергентности минеральных парагенезисов. Сходные по составу минеральные парагенетические ассоциации свойственны генетически различным месторождениям, геохимический профиль рудообразующей системы которых характеризуется близкими параметрами.

В связи с недостаточностью информации по многим элементам рудообразующих систем конкретных формационных типов месторождений гидротермального происхождения ведущим критерием отнесения рудного объекта к конкретной рудной формации принято считать устойчивость минеральных парагенетических ассоциаций. Однако этот критерий недостаточен для выделения рудной формации. Необходимо учитывать близость геологических условий образования месторождений со сходными минеральными парагенетическими ассоциациями. В понятие «геологи-

ческие условия образования» вкладывается более глубокий смысл, нежели сходство геологических обстановок, в которых находятся месторождения. Близость геологических условий образования — это, прежде всего, сходство тектономагматических условий проявления и особенностей развития рудного процесса [Щеглов, 1986].

Приняв в своих построениях за основу классическое определение рудной формации как группы месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях [Кузнецов, 1966], автор под названием никель-кобальтовой арсенидной рудной формации объединяет собственно кобальтовые гидротермальные месторождения с закономерно повторяющимися совокупностями продуктивных минеральных парагенезисов, которые образуются в определенных тектономагматических и физико-химических условиях. Гидротермальная рудообразующая система, порождающая эндогенные месторождения формации, характеризуется мышьяковистым геохимическим профилем и хлоридным натриево-кальциевым составом металлоносных растворов-флюидов [Борисенко и др., 1984].

В качестве естественной группы месторождений со сходным минеральным составом рассматриваемая формация была впервые выделена Э. С. Бастиным в 1939 г. на примере никель-кобальт-серебряных жил района Кобальт — Онтарио. Характеристике месторождений формации позднее были посвящены многочисленные публикации как в СССР, так и за рубежом. Большинство исследователей подчеркивали главную особенность месторождений формации — преобладание в составе руд арсенидов кобальта, никеля и железа наряду с присутствующими в переменных количествах сульфидами, окислами, самородными элементами. Г. А. Крутов в монографии «Месторождения кобальта» [1959] отмечает, что в классе гидротермальных месторождений выделяются мышьяковистые собственно кобальтовые месторождения, имеющие самостоятельное значение. К этой группе он относит рудные объекты районов Кобальт и Большого Медвежьего озера в Канаде, Бу-Аззер — в Марокко, Рудных гор — в Саксонии и Чехословакии. В СССР в эту группу он включает Хову-Аксинское, Акольское, Чергакское, Узунойское и др. (Тува), Хараджуль и Бутрахты (Хакасия), Чимбастау (Южный Казахстан), Ишкининское (Южный Урал), Лабинское (Северный Кавказ) и др. Руды некоторых из перечисленных месторождений, называемых обычно медно-кобальтовыми, не являются арсенидными. В продуктивных минеральных парагенезисах этих месторождений преобладают сульфосоли и сульфиды, которым подчинены сульфоарсениды кобальта и никеля, а арсениды относятся к числу редких минералов.

В результате системного анализа геологических обстановок локализации месторождений, в рудах которых присутствуют арсениды и сульфоарсениды кобальта, никеля и железа, изучения вещественного состава руд и вмещающих пород, последовательности минералообразования и физико-химических параметров рудоотложения выделены эталонные объекты арсенидной никель-кобальтовой рудной формации. К их числу относятся: Хову-Аксинское, Кызылоукское, Асхатиингольское, Акольское, Кадыкское, Актепа, Бу-Аззер, Яхимов, Эко-Бей, Силверфилд и др. Критерии их отнесения к названной формации: 1) минеральная и геохимическая устойчивость состава продуктивных парагенезисов руд и околорудно измененных пород; 2) локализация оруденения в многокорневых комбинированных жильных рудных полях поясов палеовулканизма контрастного типа; 3) приуроченность рудных полей к тектоническим блокам унаследованного развития в узлах многоактного разновозрастного магматизма; 4) парагенетическая связь с самостоятельными малыми интрузиями базальтоидной магмы повышенной щелочности; 5) приуроченность к системам региональных разломов глубинного заложения, ограничивающих области накопления эвапоритов; 6) синхронность рудогенеза с дейтероорогенными стадиями развития трансконтинентальных складчато-

глыбовых поясов; 7) однотипность источников рудного вещества и металлоносных растворов-флюидов.

В Центрально-Азиатском регионе гомологами никель-кобальтовой арсенидной формации по геохимической направленности процесса рудообразования являются: кобальтовая сульфоарсенидная (Кара-Куль, Оленджулар, Ульхун-Кату, Карагем, Толайлыг и др.); медно-кобальтовая сульфоарсенидно-блеклорудная (Чергак, Хараджуль, Бутрахты, Узунуй, Моген-Бурен и др.); кобальтсодержащая серебро-сульфосоляная (Асхат, Толбонур, Шарабурэг, Мерген-Булак, Каат-Тайга, Аспайты и др.). Они отличаются минеральным составом продуктивных парагенезисов, особенностями связи с проявлениями интрузивного магматизма, физико-химическими параметрами процесса минералообразования, в первую очередь — активностью мышьяка, сурьмы и серы в рудообразующей системе.

Сравнительный анализ гидротермальных кобальтовых и кобальтсодержащих месторождений обеспечил возможность выявления следующих главных признаков, характеризующих никель-кобальтовую арсенидную формацию.

1. Продуктивные минеральные парагенезисы: арсениды кобальта, никеля и железа — минералы группы скуттерудита, никелин, раммельсбергит, саффорит, леллингит, крутовит и др. Арсенидам резко подчинены сульфиды и сульфосоли, предшествующие и завершающие минералообразование каждой продуктивной стадии.

2. Постоянство нерудных минералов в жилах выполнения: кальцита, анкерита, доломита, сидерита, кварца, барита.

3. Постоянство минерального состава внутренних зон околорудно измененных пород: карбонатов, кварца, хлорита, талька, гидрослюд.

4. Направленность процесса гидротермального изменения вмещающих пород от дорудной березитизации (лиственитизации) к предрудным — кремнисто-карбонатному метасоматозу или хлоритизации и сорудной тальк-карбонат-гидрослюдистой аргиллизации.

5. Однотипность физико-химических параметров минералообразования [Борисенко и др., 1984]: а) отношение хлоридов натрия и кальция в растворах-флюидах, законсервированных во включениях по зонам роста кальцита, доломита, кварца, барита, близко к 1 при суммарной концентрации солевых компонентов 25—36 мас. %; б) подавляющее большинство газовой-жидких включений в жильных минералах арсенидных стадий гомогенизируются в интервале температур от 100 до 160 °С; в) в рудах присутствуют минералы-геотермометры: лапчатые и каплевидные выделения самородного висмута (271 °С), халькопирит-борнитовый твердый раствор с решетчатыми и эмульсионными структурами распада (275 или 325 °С); г) давления, определенные по газовой-жидким включениям в карбонатах и кварце, не превышают 0,45 кбар, а по доломит-кальцитовому геотермометру — 2,0 кбар; д) в составе законсервированных растворов присутствуют бром, йод, углекислота и др.; е) отношение кобальта к никелю изменяется от 4 : 1 до 1 : 5 по отдельным рудным телам и участкам, но близко 1 : 1 в целом по месторождению.

6. Специфичность изотопного состава кислорода, углерода и серы. Значения изотопного состава свидетельствуют о смешанном ювенильно-вадозном происхождении минералообразующих растворов-флюидов [Борщевский и др., 1984; Борисенко и др., 1984].

7. Локализация оруденения в сопряженных системах разрывных нарушений с образованием жильных полей многокорневого асимметричного комбинированного типа.

8. Приуроченность рудных полей к тектоническим блокам унаследованного развития вблизи палеовулканических построек, узлов многоактного разновозрастного магматизма базит-трахиандезитового или базит-монцодиоритового состава с интенсивным проявлением дорудного преобразования вмещающих пород.

9. Размещение рудных полей в узлах пересечения или сопряжения зон региональных разломов глубинного заложения, ограничивающих области накопления дорудных эвапоритов различного возраста.

10. Рудораспределяющая и рудоподводящая роль линейных межблоковых структур дейтероорогенной стадии формирования складчато-глыбовых сооружений, остаточных срединных и устойчивых консолидированных массивов. Пространственное совмещение таких структур с зонами разломов мантийного заложения и длительного развития, которые фиксируются отчетливыми гравитационными ступенями в интервалах глубин, превышающих 30 км.

11. Отдаленная парагенетическая связь с самостоятельными малыми интрузиями базальтоидов повышенной щелочности, которые образуют протяженные дайковые пояса и контролируются зонами глубинных разломов, расколами фундамента жестких блоков.

12. Закономерное положение в генетическом ряде эпитермальных рудных формаций, синхронных со стадиями этапа тектономагматической активизации складчато-глыбовых поясов: никель-кобальтовая арсенидная формация предшествует эпитермальным — свинцово-цинковой, флюоритовой, серебро-сульфосольной и ртутно-сурьмяно-мышьяковой [Оболенский, 1985].

Критерии и признаки выделения арсенидной никель-кобальтовой рудной формации, анализ соотношений с другими типами кобальтового и кобальтсодержащего оруденения гидротермального происхождения позволили оценить полноту и достоверность информации об элементах рудообразующей системы.

Неравномерное распределение планетарных рудных поясов, металлогеническая специализация глобальных геоструктур, распределение так называемых «горячих точек» и фиксация тепловых потоков в рифтовых зонах, существование современных геотермальных систем и проявлений вулканической деятельности с сопутствующей рудной минерализацией — все это подтверждает вероятность глубинных эндогенных источников энергии, вещества и транспортирующих агентов рудообразующих систем. Гипотеза конвекции в подкорových глубинах Земли, приводящая к возникновению неоднородности состава и состояния верхней мантии и астеносферы, развивается с позиций концепции «тектоники плит» и позволяет объяснить причины площадной и возрастной унаследованности проявления кобальтового оруденения в глобальных структурах земной коры, с одной стороны, и неравномерного концентрированного проявления никель-кобальтового арсенидного оруденения в периоды интенсивной деструкции земной коры в докембри, позднем палеозое и мезозое, с другой.

Пространственное совмещение металлогенических зон сложного геохимического профиля, в которых размещаются рудные объекты никель-кобальтовой арсенидной формации, с зонами глубинных и региональных разломов, фиксирующихся гравитационными ступенями, поясами интрузивных пород базит-гипербазитового, базитового и щелочно-базитового магматизма, дает основание объяснить эндогенную природу источников энергии, вещества и транспортирующих агентов возникновением и развитием очагов генерации щелочно-базальтоидной магмы и флюидных систем на границе верхней мантии и коры.

Пространственное совмещение металлогенических зон халькофильно-литофильного профиля, в которых локализованы месторождения рассматриваемой формации, характеризующиеся повышенными содержаниями вольфрама, висмута, урана, с зонами региональных разломов, ограничивающих и секущих срединные и устойчивые массивы, гранито-гнейсовые купольные структуры, позволяет обосновывать эндогенную природу источников энергии, вещества и транспортирующих агентов возникновением и развитием очагов генерации щелочно-гранитоидных магм и флюидных систем в промежуточных, внутрикорových камерах.

Рассмотренные гипотезы позволяют сделать предположение о разнотипном источнике компонентов рудообразующей системы арсенидной никель-кобальтовой рудной формации. Глубинный «мантийный» источник наиболее вероятен для ртути, мышьяка, сурьмы, углекислоты, кобальта, никеля, железа, частично — меди, серебра, золота, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, серы. Глубинный «коровый» источник — для урана, висмута, вольфрама, молибдена, бария, частично серы, свинца, цинка, золота. Если в зоне «транзита» рудообразующая система подпитывается за счет глубинных источников энергии, вещества и транспортирующих агентов, то в области рудоотложения существенную роль, по-видимому, должен играть местный источник вещества и транспортирующих агентов. На путях миграции подземных метаморфогенно-гидротермальных и захороненных трещинно-жильных и поровых растворов-рассолов происходит выщелачивание различных рудных и нерудных компонентов из вмещающих пород и подпитывание ими гидротермальной рудообразующей системы в благоприятных рудолокализирующих структурах. Доля участия каждого из названных источников в формировании месторождений никель-кобальтовой арсенидной формации может быть оценена по результатам изотопного анализа углерода, кислорода, серы, урана, свинца, рубидия, стронция и других элементов, входящих в рудные и нерудные минералы арсенидных жил. В настоящее время данные по изотопии некоторых элементов получены по отдельным эталонным объектам формации и недостаточны для построения геолого-генетической модели.

В качестве механизмов транспортировки флюидов-растворов в областях их зарождения, транзита и разгрузки соответственно предполагаются: а) дегазация верхней мантии, отделение из очагов генерации магмы на границе верхней мантии — коры или из промежуточных «внутрикоровых» камер; б) тепломассоперенос, флюидопоток; в) миграция, просачивание, инфильтрация, диффузия при постмагматическом метасоматозе или при взаимодействии вадозных растворов-рассолов с вмещающими породами; рудные эксплозии в ослабленные зоны трещиноватости, дробления или «всасывание» рудообразующего раствора-флюида при раскрытии разрывных нарушений. Обоснованием механизмов транспортировки растворов-флюидов в областях зарождения и транзита служат принятые априори предположения об источниках энергии, вещества и транспортировки глубинного мантийного или корового происхождения. Выводы о вероятных механизмах транспортировки рудообразующих растворов-флюидов в области разгрузки обосновываются результатами систематического изучения зон измененных пород, топоминералогического картирования рудных жил, морфоструктурного анализа рудных полей эталонных месторождений. Выявление путей транспортировки растворов-флюидов возможно для областей транзита и разгрузки. На основе анализа плотности размещения арсенидных никель-кобальтовых объектов и их гомологов мышьяково-сурьмяного профиля, первичных геохимических ореолов рассеяния типоморфных элементов могут фиксироваться пути транспортировки рудоносных растворов-флюидов. В кобальтоносных провинциях рудораспределяющими, рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами регионального, узлового и локального рангов являются зоны глубинных разломов, межблоковые зоны и расколы фундамента жестких блоков, подводящие каналы палеовулканических построек, системы сопряженных разломов. Обоснование путей транспортировки растворов-флюидов требует тектонофизического анализа структурных обстановок размещения рудных объектов, тектонофизического моделирования структур рудных полей, систематизации материалов по физико-механическим свойствам пород. Выяснение путей транспортировки растворов-флюидов на планетарном, региональном, узловом и локальном уровнях дает возможность определить геометрию соответствующей рудообразующей системы и ее границ, а также познать внутреннюю структуру рудообразующей системы.

Необходимым элементом является уточнение времени существования рудообразующей системы. Для этого используется информация, полученная в результате применения методов абсолютной геохронологии, реконструкции палеообстановок по этапам формирования структур рудных полей, узлов, провинций, поясов на основе анализа палеостратиграфических, палеотектонических и других типов карт. Особую сложность составляет определение нижней и верхней возрастных границ оруденения — от зарождения до отмирания рудообразующей системы конкретного формационного типа месторождений. Арсенидная никель-кобальтовая формация Центрально-Азиатского региона по времени формирования охватывает возрастную интервал от позднего палеозоя до раннего мезозоя. Нижняя возрастная граница оруденения определяется датировками абсолютной геохронологии дорудных субщелочных гранитоидов ховуаксинского и тоштузекского (юстыдского) интрузивных комплексов (240—220 млн лет) и дорудных базитовых дайковых комплексов повышенной щелочности (210—190 млн лет). Верхняя возрастная граница оруденения устанавливается по пересечению дайками лампрофиров арсенидно-карбонатных жил в Южно-Чуйском хребте. Дайки лампрофиров датируются ранней юрой [Оболенская, 1971].

Эволюция состава и свойств растворов-флюидов в ходе рудоотложения обосновывается результатами изучения газовой-жидких включений в минералах, данными парагенетического анализа сосуществующих минералов. Установлено, что в зоне рудоотложения растворы-флюиды обладали: низким окислительно-восстановительным потенциалом; близонейтральными значениями pH; хлоридным натриево-кальциевым составом с присутствующими калием, магнием, йодом, бромом, углекислотой, никелем и другими компонентами. Эволюция рудоносных растворов заключалась в изменении свойств от слабощелочных восстановленных через близонейтральные щелочные к кислым окисленным. Предполагается, что в зоне рудоотложения минералообразование происходило из истинных растворов. В участках смешивания ювенильных флюидов и захороненных растворов-рассолов, а также в интервалах, где флюидопоток попадал в условия с изменчивыми термодинамическими параметрами, происходила коагуляция растворов-флюидов с образованием аэрозолей, газовой-жидких смесей, коллоидных растворов. Отсутствие справочных и экспериментальных данных о свойствах и состоянии водно-сульфидно-сурьмяно-мышьяково-хлоридно-углекислых систем, обогащенных тяжелыми элементами, предопределяет сложность моделирования физико-химических процессов рудообразования. Не решена проблема аппаратного обеспечения количественного определения микрокомпонентов в малых объемах, отсутствуют разработки по математическому моделированию хода физико-химических процессов в нестационарных многокомпонентных системах.

Относительно достоверны данные по термодинамическим параметрам рудообразующей системы в зоне разгрузки или рудоотложения. Температурные условия минералообразования охватывают интервал от 40 до 325 °C: а) температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, кальците, доломите, барите из арсенидных жил укладываются в интервал 40—180 °C [Борисенко и др., 1984]; б) присутствие каплевидных и лапчатых выделений самородного висмута свидетельствует о температуре кристаллизации 271 °C, а решетчатых и эмульсионных структур распада твердых растворов халькопирита-борнита — 275 и 325 °C; температуры, определенные по доломит-кальцитовым геотермометрам, превышают 270 °C. Последовательность отложения сосуществующих арсенидов — от никелевых скуттерудитов к кобальтовым — может свидетельствовать о снижении температуры гидротермального раствора-флюида в ходе рудообразования. Для Хову-Аксинского месторождения установлен температурный градиент 7—10°/100 м, позволяющий рассчитать вероятную температуру раствора-флюида на входе в корневую систему рудного поля: она не превышает 430 °C. Давление в гидротермальной системе рассчиты-

валось: а) по температуре гомогенизации углекислотных включений (0,1—0,2 кбар); б) по температуре растворения галита и газовой фазы во включениях (0,12—0,45 кбар); в) по доломит-кальцитовым геотермометрам (до 1—2 кбар). Таким образом, давления в зоне разгрузки рудообразующей системы охватывают интервал от 0,1 до 2,0 кбар.

Знание текстурно-структурных особенностей руд и околорудно измененных пород арсенидных никель-кобальтовых месторождений позволяет предположить механизм рудоотложения. Арсенидно-карбонатные жилы могли образоваться в результате: а) выполнения открытых полостей, о чем свидетельствуют крустификационные и друзовые текстуры, последовательное отложение рудных и нерудных жильных минералов от зальбандов к осевой плоскости жил, наличие в жилах жеод, выполненных друзами кальцита, арсенидов и сульфидов; б) коагуляции коллоидных растворов, о чем свидетельствуют сферолитовые, глобулярно-колломорфные, метаколлоидные и другие типы структур, а также кокардовые, пятнистые, полосчатые текстуры руд; в) рудных эксплозий, что доказывается наличием обломочных, брекчиевых текстур; г) отложения на геохимическом барьере при соприкосновении рудообразующего раствора флюида с вмещающими породами, обладающими различными электрохимическими потенциалами (сульфидизированные скарны и неоруденелые скарны, скарноиды, апоскарновые метасоматиты), или при смешивании ювенильных и вадозных растворов в процессе приоткрывания рудолокализирующих трещин. Экспериментальные данные, подтверждающие возможность возникновения структур и текстур арсенидных руд в результате предполагаемых механизмов рудоотложения при установленных термодинамических и физико-химических параметрах, отсутствуют.

Наибольшую информацию о зоне разгрузки рудообразующей системы дает изучение минеральной и геохимической зональности рудоотложения в процессе топоминералогического картирования рудных жил и построения первичных эндогенных ореолов рассеяния главных и сопутствующих компонентов. В результате [Лебедев, Борисенко, 1984] отчетливо выделяются типы минеральной и геохимической зональности как в отдельных рудных телах, так и в рудных полях. Анализ геохимической и минеральной зональности в региональном плане затруднен недостаточностью фактического материала по геохимии типоморфных элементов и отсутствием методологических разработок проведения такого анализа.

Таким образом, главными проблемами построения геолого-генетической модели никель-кобальтовой арсенидной формации являются:

- 1) создание информационного банка данных об элементах рудообразующей системы;
- 2) обеспечение материально-технической базы исследований флюидного режима многокомпонентных гидротермальных систем;
- 3) разработка математического аппарата моделирования тектоно-физических, термодинамических, физико-химических процессов арсенидного рудообразования при заданных конечных параметрах;
- 4) проведение экспериментальных исследований по тектонофизике, термодинамике и физико-химии арсенидного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 172 с.
- Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 100—112.
- Крутов Г. А. Месторождения кобальта.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 232 с.

- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— С. 6—18.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.
- Лебедев В. И., Борисенко А. С. Стадийность образования и минеральная зональность арсенидных жил Хову-Аксинского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 149—164.
- Оболенская Р. В. Чуйский комплекс базальтоидов Горного Алтая.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— 147 с.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
- Овчинников Л. Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 26—34.
- Спняков В. И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 243 с.
- Щеглов А. Д. О практическом значении понятия «рудная формация» // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 41—47.

А. Я. Коледа

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕРЕБРО-СУЛЬФОСОЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ (на примере Таласского рудного района, Северный Тянь-Шань)

Объектом геолого-генетического моделирования могут быть как конкретные [Кузнецов и др., 1983], так и абстрактные [Коледа, 1985б] рудные формации.

Методологической основой моделирования должен быть системный анализ, при котором учитывается многообразие типов связи между вещественным составом, геологическим временем и местом образования рудной формации. При этом должны соблюдаться два главных принципа этого анализа: целостности системы и множественности при описании каждой подсистемы. В силу принципиальной сложности каждой системы ее адекватное познание требует, в первую очередь, построения частных моделей, каждая из которых отражает только определенный аспект системы (принцип множественности описания). Чем больше мы будем иметь достоверных сведений о каждой подсистеме, тем выше достоверность наших знаний об их взаимообусловленности. Представляется, что геолого-генетическое моделирование рудных формаций должно базироваться на большой совокупности конкретных геологических данных.

Удобным объектом для построения генетической модели может служить эпитермальное оруденение серебра, никеля, кобальта, висмута, урана и ряда других сопутствующих металлов (мышьяк, сурьма, свинец, иногда медь), представленных сульфидами и сульфосолями в постоянном парагенезисе с карбонатами кальция, магния и особенно железа и марганца. Вариации минерального и геохимического состава позволяют устанавливать взаимосвязь с геологическими условиями формирования оруденения, образующего ряд устойчивых парагенезисов: 1) арсенидный, сульфоарсенидный, 2) сульфоарсенидно-сульфосольный и 3) сульфидно-сульфосольный [Борисенко и др., 1984; Коледа, 1985а]. В отдельных рудных провинциях и месторождениях эти парагенезисы каждый в отдельности и, чаще, в сочетаниях относятся к самостоятельным жильным или рудным формациям. Предполагается, что они являются своеобразны-

ми рудными субформациями возможно единой многометалльной сидерофильно-халькофильно-карбонатной формации [Коледа, 1985б].

Примером месторождений этой формации могут быть такие месторождения серебра, как Саншайн (США), Конгсберг (Норвегия), серебряно-свинцовые и урановые месторождения срединных массивов Западной Европы, в первую очередь Рудных гор, Шварцвальда — Пришибрам, Кутна Гора, Яхимово (ЧССР), Виттихен (ФРГ), серебряно-оловянные месторождения Корнуэлла (Англия); месторождения кобальта — Бу-Аззер (Марокко), Хову-Аксы, Актепе, Акджилга (СССР), жильные урановые месторождения Канады. Для всех месторождений характерны жильные карбонаты, как правило, марганецсодержащие; а также многометалльность оруденения, связанная со спецификой минерального состава оруденения, — в переменных количествах присутствуют сульфиды серебра, мышьяка, никеля, кобальта, разнообразные диарсениды, арсениды, сульфосоли. Так, месторождение Кобальт является крупнейшим месторождением серебра, на месторождениях Саншайн и Пришибрам известна урановая минерализация, жильные месторождения урана Канады являются крупными поставщиками серебра, месторождение Яхимово служит примером пятиэлементной формации.

Месторождения многометалльной карбонатной формации характерны для жестких блоков земной коры, выступающих в роли срединных массивов, и участков ранней консолидации, испытавших постпермскую и (или) более раннюю (месторождения Канады) автономную тектономагматическую активизацию (эпиплатформенный дейтероорогенез). Они тяготеют к участкам земной коры, перфорированной глубинными разломами, которые проникают в мантию, многофазными гранитоидными интрузиями, некками и штоками щелочных пород, являющихся «дренажными» каналами для щелочно-базальтоидного магматизма мантийного происхождения и связанных с ним рудных растворов.

Месторождения встречаются и в районах с интенсивным рифто- и грабенообразованием. Например, среднепротерозойский (кивинский) срединно-континентальный рифт Северной Америки контролирует месторождение Кобальт; грабен Осло, выполненный контрастными эффузивами перми, контролирует оруденение района Конгсберг. К Центрально-Европейской рифтовой системе на срединных массивах и эпипалеозойской платформе тяготеют известные месторождения пятиэлементной формации, серебряно-полиметаллические месторождения.

В такой же роли выступают рифты и грабены (часто с угленосными отложениями) срединных массивов Средней Азии и Алтае-Саянской складчатой области [Борисенко и др., 1984; Коледа, 1983].

Практически на всех месторождениях встречаются дайки (часто контролирующие жильное оруденение) основных пород, лампрофиров повышенной щелочности, а также дайки и трубки взрыва щелочных габброидов и базальтоидов.

Все изложенное хорошо иллюстрируется примером серебряносодержащего и собственно серебряного оруденения Таласского рудного района, где еще в IX—XI вв. развивался интенсивный горно-рудный промысел [Коледа, 1983].

Район принадлежит байкальской Каратау-Таласской структурно-формационной зоне, Северо-Тяньшапской складчатой области и каледонской Улутау-Северо-Тяньшаньской складчатой системе. Это наиболее крупный блок докембрийских пород на территории не только Средней Азии, но и Казахстана. Он сложен флишевыми и молассовыми отложениями рифея, венда и карбонатными отложениями нижнего палеозоя. Общая мощность разреза докембрия около 8600 м. Горизонт тиллитов мощностью 70—100 м завершает разрез докембрия.

Для разреза характерны обилие внутрiformационных перерывов, изменчивость состава и мощности свит, особенно по латерали. В целом разрез сопоставим с разрезами платформенных авлакогенов, например с

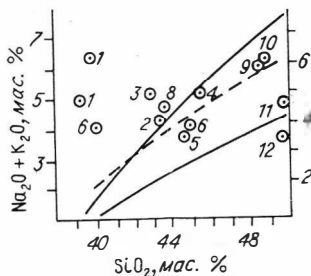


Рис. 1. Положение пород таласского комплекса на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1—12 — порядковый номер пород в табл. 1; сплошные линии — область распространения пород субщелочного ряда; штриховая линия — нижняя граница распространения пород щелочного ряда.

Иркинеевским Сибирской платформы [Милановский, 1983] и с разрезом Таримского массива Китайской платформы.

Магматические породы занимают менее 5 % описываемой площади.

У западной границы территории находится Бабаханский массив (50 км²) плаггиогранитов вендского возраста. В 50 км к востоку на левобережье р. Кумуштаг (Серебряная гора) обнажаются аляскитовые и лейкократовые вендские и силур-девонские граниты одноименного массива площадью около 60 км².

В 45 км к юго-востоку от р. Кумуштаг в приводораздельной части южного склона хребта развиты пермские щелочные породы, объединенные в курганский комплекс. По морфологии и составу выделяются мелкие (менее 1 км²) штоки сиенитов (Большой и Малый Курганские), некки трахитов (Кенторский и Колбинский), этмолит бостонита (Чат-Карагайский), окруженный полями эруптивных брекчий и многочисленные дайки. Породы комплекса образуют единый щелочной ряд от трахиандезита (монзонита) до кварцсодержащего трахита (кварцевого сиенита) и эгиринового сиенита.

Таласский хребет известен как своеобразная провинция щелочных пород [Орлова, 1979]. В северо-западных отрогах хребта выделяется Южно-Казахстанская верхнепалеозойская провинция калиевого основного магматизма [Магматические горные породы, 1984]. Менее изучены щелочные габброиды и базальтоиды мезо-кайнозойского возраста [Конюк, 1956], образующие трубки взрыва и многочисленные дайки. Большая часть их встречается в полосе распространения пород курганского комплекса, где зафиксировано пересечение ими щелочных пород перми. Описано более 20 петрографических видов и разновидностей. По видовому разнообразию щелочные габброиды и базальтоиды занимают первое место в Киргизии и, пожалуй, во всей Средней Азии [Конюк, 1956; Додонова, 1972].

Своеобразие петрографического и особенно геохимического состава этих пород, в частности аномально высокие содержания халькофильных элементов, позволяет выделить их в таласский комплекс (рис. 1, табл. 1—3).

На диаграмме в системе координат $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы располагаются в полях семейств мелилитолитов (точки 1, 6), щелочных габброидов (2, 3, 8), субщелочных габброидов (4—6, 11), субщелочных базальтов и трахибазальтов (9, 10), базальта и долерита (12).

Из геохимических особенностей следует отметить аномальные содержания серебра, заметное повышение содержания свинца, цинка, сурьмы и пониженное содержание меди и олова (см. табл. 1—3) по сравнению с кларком базальтоидов.

Доказательством парагенетической связи пород комплекса и серебряного оруденения могут быть сереброносность (6 г/т) шлира карбоната в дайке тешенита и близость его геохимического спектра спектру околорудных пород и оруденения (см. табл. 1, породы 6, 16—18).

В целом геохимический спектр пород близок спектру кайнозойских базальтов и щелочных базальтоидов Казахстана и Зеравшан-Гиссара [Могааровский и др., 1976; Леонов и др., 1981]. По отношению Ni и Co и по составу породы комплекса можно рассматривать как продукты

Таблица 1

Геохимическая характеристика щелочных габброидов и базальтоидов, околорудных пород и оруденения Таласского рудного района (по результатам количественного спектрального анализа), г/т

№ п/п	Порода (количество проб в выборке), место отбора	Серебро		Свинец		Цинк		Медь		Олово		Pb Ag	Pb Zn	Pb Sn	Cu Pb	Ni Co
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S					
1*	Лимбургит (16), сипы на водоразделе рек Нельды — Кенкол	0,44	0,84	317	612	188	35	66	59	4	1	428	2,80	79	0,2	2,0
2	Камптонит (12), месторождение Курган	0,20	0,18	33	31	121	15	38	8	2	9,4	164	0,27	15	1,2	4,3
3	Мулькнерит (10), рудопроявление Ширальджин	0,58	0,28	23	25	149	30	60	39	4	3	40	0,15	6	2,6	0,15
4	Пикрит оливинный (10), месторождение ●ртюкан	0,71	0,69	55	50	141	50	65	10	4	4	78	0,40	13	1,2	6,3
5	Трахидолерит (4), месторождение Чаткарагай	1,31	2,4	393	738	552	832	105	43	14	22	300	0,7	28	0,26	0,5
6	Тешенит биотит-пироксеновый (7), сай Постунбулак	8,0	15,4	59	50	202	101	3200	2330	3	0,4	7	0,3	19	55	26,0
7	Мельтейгит (10), месторождение Курган	0,01	0,05	22	16	99	56	46	43	4	3	2027	0,2	5	2	3,6
8	Эссексит-порфир (10), массив, месторождение Курган	0,34	0,32	53	52	155	46	58	10	3	1	156	0,3	16	1	5
9	Диабазовый порфирит (11), месторождение Курган	0,08	0,05	12	9	142	42	47	22	3	2	141	0,08	4	4	3,3
10	Абсарокит (10), месторождение Кен-Шанык	0,1	0,15	25	38	116	110	16	18	3	3	245	0,2	9	0,15	0,6
11*	Диабаз (?), дайка (12), месторождение Чаткарагай	0,47	0,75	124	291	161	38	44	7	3	1	270	0,8	44	0,36	6,0
12	Диабазовый порфирит (7), сай Ельчи	0,07	0,01	22	20	113	30	22	9	3	0,4	278	0,2	7	1	6,9
13	Бостонит (7), месторождение Чат-Карагай	1,21	1,8	218	176	56	39	52	96	67	122	180	4,0	3	0,2	0,9
14	Трахиты (11) Кенторского некка	0,38	0,58	240	428	102	38	14	5	5	3	633	2,3	52	0,05	0,96
15	Сиениты (12) Курганского штока	0,11	0,07	51	58	63	34	9	10	10	5	452	0,8	4,8	0,2	3,2
16*	Джолсайт (5), Кумуштагский рудный узел	2,84	3,0	348	440	1354	1825	47	29	3	1	122	0,2	116	0,13	12,3
17	Кальцит-сидеритовая линза (25×8 см) в тешените биотит-пироксеновом (1)	6,0	—	90	—	60	—	160	—	<3	—	15	1,5	>30	1,7	16,0
18	Рудная зона, месторождение Кумуштаг (103), спектральный анализ	19,5	—	157,8	—	32,1	—	61,6	—	12,5	—	8,1	0,5	12,6	0,4	3,7

П р и м е ч а н и е. Звездочкой отмечены выборки, в которых из подсчетов исключены ураганные содержания свинца, цинка, меди, серебра. Количественный анализ выполнялся в Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ, полуколичественный — в Управлении геологии Киргизской ССР.

Среднее содержание элементов и их отношений по группам пород в системе координат $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, г/т

Группа пород (номера по табл. 1)	Серебро		Свинец		Цинк		Медь		Олово		Pb Ag	Pb Zn	Pb Sn	Cu Pb	Ni Co
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S					
2, 3, 8	0,37	0,26	36	36	141	30	52	19	3	1,4	120	0,24	12	1,6	3,15
4, 5, 7	0,67	1,04	156	268	264	312	72	32	7	9,9	801	0,4	15	1,2	3,4
9—12	0,13	0,24	45	89	133	55	32	14	3	1,6	233	0,3	16	1,5	3,2
13—15	0,56	0,83	169	220	73	37	25	37	27	4,3	421	2,3	20	0,15	1,6
Кларк для ба- зальтических пород (по К. Турекья- ну и К. Ве- деполо)	0,11		23		105		87		4,9		209	0,22	4,7	3,7	2,7

дифференциации мантийного вещества [Когарко, 1973; Магматические горные породы..., 1984; Кононова и др., 1984].

Формирование пород комплекса связывается с этапом активного рифтообразования, завершившегося образованием в постмеловое, вероятно в донеогенное, время эпитермального серебряного и гидротермального оловянно-полиметаллического оруденения [Коледа, Юдахин, 1987].

Своеобразно и во многом уникально тектоническое строение рудного района. С юга он ограничивается Таласо-Ферганским разломом (правым сдвигом) северо-западного (310°) простирающимся совместно с Главным Каратауским разломом, входящим в планетарную линейментную систему «о. Чагос — Карское море». Разлом соответствует категории долгоживущих и глубинных разломов и проникает в мантию [Белоусов и др., 1979]. Он разделяет две складчатые области и смещает почти на 200 км Чаткальский сектор Срединного Тянь-Шаня относительно Нарынского сектора [Буртман, 1964]. Разлом является грабенконтролирующей структурой. Вдоль Главного Каратауского разлома заложился Леонтьевский грабен, вдоль Ферганской ветви — Суекский прогиб. Они выполнены угленосными юрскими отложениями, которые пересекаются дайками щелочных базальтоидов и сереброносными галенит-карбонатными жилами (Ферганский хребет).

К категории скрытых глубинных рудоконтролирующих структур относится Курганская подвижная зона, субпараллельная Таласо-Фер-

Таблица 3

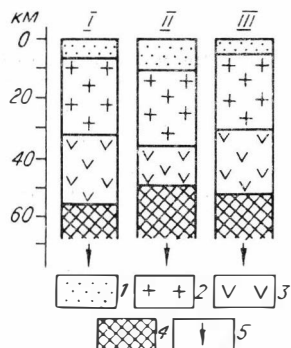
Содержание серебра, сурьмы и кобальта в дайковых породах Кумуштагского рудного узла

(по результатам радиохимического анализа)

Статисти- ческий па- раметр	Серебро					Сурьма					Кобальт				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
\bar{X}	4,49	14,26	10,33	9,27	16,57	4,44	2,83	4,13	6,44	7,86	36,91	37,81	36,53	11,22	86,36
S	1,63	5,54	5,57	4,99	14,31	2,49	2,19	1,94	2,89	12,02	9,03	4,37	4,98	12,22	62,51
Медiana	4,70	13,40	7,80	8,60	8,40	3,50	1,70	4,50	6,40	4,10	40,20	38,90	35,80	7,70	50,80
Минимум	1,4	5,6	4,0	3,4	5,6	2,5	0,4	1,3	2,5	1,4	21,2	24,8	28,3	2,8	31,6
Максимум	7,1	24,5	18,8	19,7	41,2	1,1	9,7	6,3	13,6	35,0	47,9	43,4	43,2	51,2	206,3
V	36,3	38,8	53,9	53,9	86,4	51,1	92,0	46,9	44,9	152,9	24,5	11,6	13,6	108,9	72,4
N	10	17	9	13	7	10	17	9	13	7	10	17	9	13	7

Примечание. Анализы выполнялись в ЦКХЛ Министерства геологии Узбекской ССР (пос. Улугбек). 1 — пикрит оливиновый (месторождение Ортокан); 2 — лимбургит (р. Кенкол); 3 — мудожерит (рудопровление Ширальджин); 4 — бостонит, сильно омарганцованный и карбонатизированный, на водоразделе рек Кумуштаг — Чонконуртобе; 5 — тешенит с вкрапленностью халькопирита и линзами сереброносного карбоната (левый борт р. Кумуштаг).

Рис. 2. Строение земной коры Таласского краевого массива и срединных массивов Тянь-Шаня (по Ф. Н. Юдахину) I — Сырдарьинско-Ферганский, II — Таласский, III — Муюнкумо-Наратский массивы.
1 — осадочный; 2 — «базальтовый»; 3 — гранитный слой; 4 — высокоскоростная верхняя мантия; 5 — направление современных движений земной коры.



ганскому разлому [Помазков, 1962], находящаяся от него в 18—25 км.

С северо-востока к Таласо-Ферганскому разлому, не затронутому грабенообразованием, примыкает часть Западно-Тяньшаньского свода, входящего в Ферганский мегасвод, возникший в результате мантийного диапиризма [Томсон и др., 1985].

Часть этой площади занимают Таласский крайовой массив и устойчивый с верхнего рифея и венда блок Казахско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива. По строению земной коры Таласский массив похож на соседние срединные массивы, но имеет более мощный базальтовый слой (рис. 2), высокоскоростную мантию [Юдахин, 1983] и осложнен рифтом — Таласской впадиной [Колета, Юдахин, 1987]. Начальная стадия рифтогенеза совпадает со временем формирования пород курганского комплекса, завершающая — таласского. Породы такого состава маркируют эпохи повышенной тектонической активности и являются реперами эпплатформенного рифтообразования и активизации [Магматические горные породы, 1984, Кононова и др., 1984] жестких блоков земной коры, в том числе и срединных массивов.

Металлогенический облик рудного района определяется висмутсодержащим мышьяковым, серебросодержащим полиметаллическим, оловянно-полиметаллическим и собственно серебряным оруденением с повышенным содержанием сурьмы, висмута, мышьяка, кобальта и других элементов. В рудном поле месторождения серебра Кумуштаг находится арсенопиритовое месторождение Учимчек.

Характерно дискретно-линейное распределение оруденения. Выделяются три рудных узла — Бабахапский, Кумуштагский и Курганский — и три рудные формации — карбонатно-полиметаллическая (мелкие линзы, гнезда, трубообразные рудные тела), касситерит-сульфидная со всеми присущими ей минеральными типами (столбо-, линзо- и жиллообразные тела) и жильная серебро-сульфосольная (карбонатно-серебряная) [Колета, 1974, 1983]. Наблюдается структурный контроль оруденения интрузивными массивами и мелкими магматическими телами (штоками, некками, дайками), что характерно для эпитепмального оруденения [Борисенко и др., 1984].

В Бабаханском рудном узле полиметаллическое и собственно серебряное оруденение сосредоточено вблизи южного и юго-восточного контактов массива, в Кумуштагском — у юго-восточного контакта одноименного массива в экзоконтактной зоне или над участками нескрытых интрузий (месторождения Кумуштаг, Кепташ). Особенно четко контроль оруденения телами магматических пород проявился в Курганском рудном узле. Здесь у каждого крупного штока, некка, тела эксплозивной брекчии или дайковой зоны, преимущественно у их восточных и юго-восточных контактов, располагаются рудные зоны и тела — Чаткарагайское, Кенторское, а также Курганское и другие серебросодержащие оловянно-полиметаллические месторождения [Колета, 1983]. Такой структурный контроль можно объяснить следующим образом. При грандиозных сдвиговых перемещениях по Таласо-Ферганскому разлому, возникших как реакция на меридиональное сжатие со стороны Индо-

Минеральный состав серебро-карбонатной формации Таласского хребта

Раздел, классы	Минералы
Самородные элементы Сульфиды, арсениды	Серебро, висмут, золото Аргентит, акантит, штромейерит, арсенопирит, пирротин, пирит, висмутин, аляскаит, халькопирит, галенит, клейофан, борнит, ковеллин, штернбергит, хлоантит, кобальтин, миллерит, ульманит, никелин
Сульфосоли	Прустит, пираргирит, миаргирит, матильдит, тетраэдрит, теннантит, фрейбергит, джемсонит, бурнонит, буланжерит, виттихенит, тетрадимит, овихнит, диафорит, висмутовые сульфосоли меди и серебра (?)
Галогениды Оксиды Карбонаты	Кераргирит, иодарит, флюорит Кварц, магнетит Манганосидерит, сидерит, родохрозит, анкерит, доломит, кальцит
Сульфаты Силикаты	Барит Турмалин

станского континента [Буртман, 1964], неизбежны тектонические деформации, особенно в стратифицированных толщах, вблизи жестких упоров, которыми являются крупные интрузивы. Продукты последующих импульсов тектономагматической активизации (таласский комплекс и рудные растворы) проникали вдоль глубинных контактов интрузий и дайковых систем. Поэтому рудные узлы концентрируются на участках наиболее интенсивного и многократного проявления магматизма, контролируемого в герцинскую и альпийскую эпохи Курганской подвижной зоной [Помазков, 1962].

Главной особенностью минерального состава рудных формаций следует считать широкое развитие разнообразных сульфосолей и железомарганцевых карбонатов — главных жильных минералов. Наряду с увеличением содержаний марганца во всех разновидностях карбонатов намечается также увеличение видового состава сульфосолей от карбонатно-полиметаллической к сульфидно-касситеритовой и серебро-сульфосольной формации. Параллельно идет усложнение минерального и геохимического состава формаций в первую очередь за счет минералов серебра и серебросодержащих минералов (табл. 4). Для начальных стадий оруденения всех формаций характерны арсенопирит и данаит. Единичные находки ульманита и миллерита описаны академиком С. С. Смирновым [1930].

Слабое развитие арсенидов, видимо, связано с особенностями дифференциации глубинного (мантийного) вещества, когда по неизвестным причинам отделился мышьяк и отложился в форме арсенопирита в самостоятельных структурах месторождения Учмичек.

С усложнением минерального состава усложняется и геохимический состав оруденения. В карбонатно-полиметаллической формации, наиболее ранней по возрасту, главными элементами являются свинец, цинк, марганец; второстепенными — серебро, медь, барий.

Для касситерит-сульфидной формации кроме свинца, цинка и серебра характерны олово, мышьяк, в заметно повышенных количествах присутствуют марганец, сурьма и висмут. Наиболее широк геохимический спектр у серебро-сульфосольной формации. В ней наряду с серебром главными элементами являются марганец, сурьма, мышьяк, свинец (за счет сульфосолей), медь; характерны барий, кобальт, никель, висмут и другие редкометалльные элементы. В геохимических ореолах на месторождениях этой формации зафиксировано 12 элементов, в том числе и ртуть. Видимо, не случайно сходство геохимического и изотопного

состава оруденения этой формации с юноальпийским оруденением Акшыйрякской группы свинцовых и других мезо-кайнозойских серебросодержащих месторождений Средней Азии [Луйк, 1970; Коледа, 1986].

Для многих металлогенических провинций и рудных районов, например, Западной Европы, Якутии, Приморья, Корнуэлла и Фрейберга характерна сопряженность оловянного, серебряного и полиметаллического оруденения с разнообразными сульфосолями и карбонатами, преимущественно марганецсодержащими [Сахарова и др., 1983, 1985; Свешникова, Ермилов, 1985; Добровольская и др., 1985].

Коэффициент близости минерального состава [Константинов, 1973] оруденения Таласского хребта с минеральным составом месторождений касситерит-сульфидной формации Якутии, серебро-свинцовых месторождений Якутии и серебряных месторождений Западной Европы меняется от 0,56 до 0,79. Для месторождений серебро-сульфосольной формации Таласского хребта и касситерит-сульфидных и серебро-свинцовых месторождений Якутии этот коэффициент равен 0,56.

Такой высокий коэффициент близости минерального состава серебряного, оловянно-полиметаллического, серебросодержащего свинцово-цинкового оруденения и особенно наличие сквозных марганецсодержащих карбонатов не случайны. Долгое время олово считалось типичным литофильным элементом. Сейчас доказаны его высокая халькофильность [Барсуков, 1974], обогащенность им щелочных габброидов [Могаровский и др., 1976] и других производных мантийной дифференциации [Барсуков, Дмитриев, 1976].

Одной из характерных особенностей оруденения Таласского рудного района является его повышенная марганцовистость. Количество и разнообразие жильных карбонатов увеличиваются от карбонатно-полиметаллической к касситерит-сульфидной формации и достигают максимума в серебро-сульфосольной формации. В ней главным жильным минералом является манганосидерит. Как факт наложения оруденения на породы курганского и таласского комплексов можно истолковать высокие содержания в них окиси марганца — до 0,5—0,8 % (рис. 3).

Экспериментально доказана [Чернышев, Гелетий и др., 1986] важная роль марганца в гидротермальном рудообразовании — ведущего, наряду с железом, рудного компонента гидротермальных растворов, даже если он и не зафиксирован в продуктах рудоотложения.

Закономерная сопряженность серебра и марганца характерна не только для собственно серебряного оруденения, но и для существенно серебряного оруденения эпитермальной золото-серебряной формации, серебросодержащего оловянного и полиметаллического оруденения [Сахарова и др., 1983, 1985; Свешникова, Ермилов, 1985; и др.]. Видимо, не случайно, что на всех месторождениях названных типов оруденения, а также на эпитермальных месторождениях кобальта, серебра, ртути широко распространены дайки щелочных габброидов и базальтоидов [Борисенко и др., 1984], формирующиеся из магм мантийного уровня генерации [Когарко, 1973; Кононова и др.,

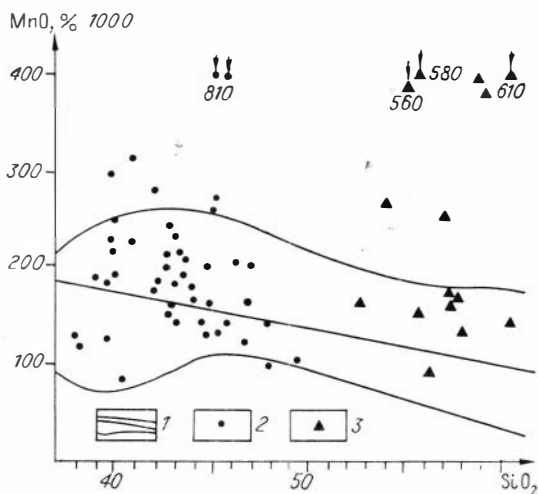


Рис. 3. Положение магматических пород Киргизии на диаграмме $MnO \cdot 1000 - SiO_2$ (мас. %).

1 — линия корреляции и контур пород Киргизии; 2 — породы таласского комплекса; 3 — породы курганского комплекса.

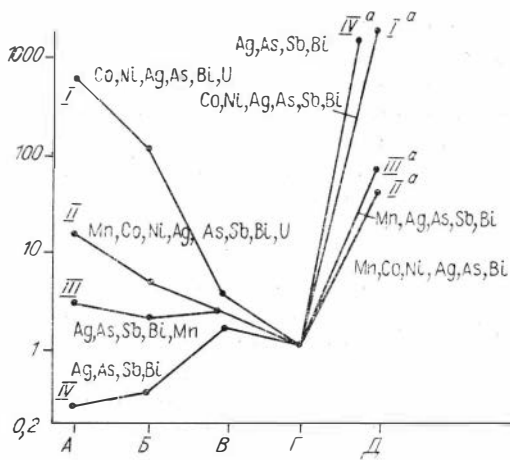


Рис. 4. График содержания типичных элементов эпitherмального оруденения в метеоритах (А), ультраосновных породах (Б), основных породах (В) и в рудной зоне месторождения Кумуштаг (Д), нормированных на кларк этих элементов в гранитах (Г) (I—IV и I^a — I^a — различные сочетания элементов).

кларк соответствующих элементов гранита (рис. 4).

Устанавливаются парагенетическая связь девонской и олигоценовой эпох марганцевого оруденения с базальтоидным субщелочным магматизмом [Веймарк, Рожнов, 1986; Мстиславский, 1986] и подкоровый источник марганца [Геология и геохимия..., 1982; Рой, 1986]. Для девонской эпохи характерна сопряженность вулканогенно-осадочного серебросодержащего полиметаллического и марганцевого оруденения (атакусый тип), а для стратиформного серебросодержащего полиметаллического оруденения (миргалимсайский тип) — резко повышенная марганцовистость. Марганцевое оруденение обеих эпох имеет и сходный геохимический спектр. Кроме серебра руды содержат медь, сурьму, мышьяк, кобальт, никель, барий, ртуть [Калинин, Сапожников, 1986; Веймарк, Рожнов, 1986; Мстиславский, 1986; и др.] — типичные элементы эпitherмальных месторождений. Такая тесная связь марганца с этими элементами не случайна. Установлено, что многие элементы, такие как медь, железо, никель, кобальт и особенно серебро, растворяются в марганце, а в серебро-аргентитовом типе золото-серебряной формации содержание серебра прямо пропорционально содержанию Mn^{2+} [Сахарова и др., 1983]. Еще одним доказательством общности источника рудообразующих элементов, в частности серы, серебра и марганца, являются их совместные минералы: сульфиды — алабандин, гауэрит, нингерит — и сульфосоли — самсонит $Ag_4MnSb_2S_6$ и дюрфельдит $Pb(Ag, Cu, Fe)MnSb_2S_6$.

Генетическая общность эпitherмального оруденения и глубинность источника рудного вещества доказываются и высокими содержаниями CO_2 в газовой-жидких включениях не только в карбонатах и кварце [Гончаров, Котляр, 1986; и др.], но и в базальтах рифтовых зон, причем изотопный состав углерода включений соответствует углероду наиболее глубоких геосфер Земли [Шнюков и др., 1986].

Не случайна и высокая степень соответствия геохимического состава карбонатно-серебряного оруденения и состава железо-марганцевых конкреций и илов красноморских впадин. Во впадине Атлантик II запасы серебра соответствуют уникальному месторождению [Georghion, Ford, 1981].

Подкоровый источник оруденения в связи с процессом глубинной дифференциации вещества мантии устанавливается для большинства металлов эпitherмального оруденения, например серебра, сурьмы, мышьяка, висмута [Оболенский и др., 1979; Митропольский, Кулик, 1975].

Остановимся кратко на возрасте оруденения и источнике рудного вещества. Собственно серебряное оруденение, полиметаллическое и оловянное оруденение накладываются на верхнерифейские, вендские и кембрийские отложения, оловянное — на породы курганского

Средние значения изотопных отношений свинца и модельного возраста

№ п/п	Место отбора пробы (число проб)	Изотопные отношения свинца			Возраст, млн лет
		$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	
1	Таласский хребет: Кумуштагский узел (16), полиметаллическое оруденение	17,523	15,472	37,536	630
2	Бабаханский узел (3), полиметаллическое оруденение	17,592	15,485	37,590	610
3	Кумуштагский узел (5), серебряное оруденение	17,977	15,519	38,059	380
4	Курганский узел (15), оловянно-полиметаллическое оруденение	17,975	15,500	38,120	370
5	Хр. Каратау (19)	17,68	15,47	37,85	570
6	Пскемский и Угамский хребты (6)	17,702	15,491	37,771	520
7	Хр. Акшийрак (5)	18,12	15,53	37,77	300
8	Месторождение Карасу (в отложениях P — Q)	18,00	15,47	37,99	230
9	Алтае-Саянская область	17,72 — 18,59	15,47 — 15,59	37,52 — 38,52	— —
10	Монголия	17,87 —	15,48 —	37,58 —	—
11	Мантия Земли	17,95 18,06	15,51 15,49	37,70 37,70	—

Примечание. По Таласскому хребту данные автора, масс-спектрометр МИ1320 и МИ1201, КазНИМС, лаборатории Б. М. Найденова и В. А. Халилова; 5, 8 — [Сыромятников и др., 1978]; 7 — [Луик, 1970]; 9, 10 — [Троицкий и др., 1986б].

комплекса, жилы железо-марганцевых карбонатов с кварцем, халькопиритом, баритом и золото-редкометалльным оруденением наложены на месторождении Ширальджин на дайку муджнерита верхнемелового возраста (калий-аргоновое датирование, 80 млн лет).

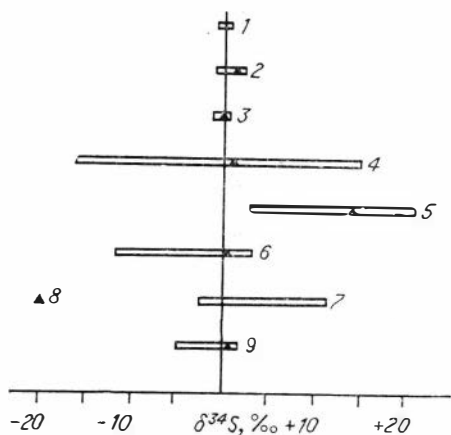
Геологические данные о возрасте оруденения уточняются данными по изотопам свинца [Коледа, 1986] (табл. 5). Устанавливается значительный разрыв во времени между формированием полиметаллического оруденения и близким по модельному возрасту серебряным и оловянным оруденением. Не случайно, что изотопный состав свинца галенитов полиметаллического оруденения Таласского хребта близок составу свинцов стратиформных свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау, жильных месторождений Пскемского и Угамского хребтов, локализованных в отложениях девона и карбона. Эти данные послужили основанием для выделения Каратау-Таласо-Ферганского гидротермально-стратиформного рудного комплекса с мантийным источником свинца [Коледа, 1985а, 1986].

В свою очередь, изотопный состав свинца сульфосолей серебро-сульфосольной формации и галенитов касситерит-сульфидной формации близок изотопному составу юноальпийских месторождений Киргизии (хр. Акшийрак Западный) и Казахстана (месторождение Карасу).

Расположение средних значений изотопных отношений свинца рудных узлов хр. Таласского, месторождений хр. Каратау, вулканогенно-осадочных и гидротермальных месторождений атасуйского типа, эпитеpmальных месторождений Алтае-Саянской области [Троицкий и др., 1986б] практически на кривой развития обыкновенного свинца говорит об эволюции во времени и единственности источника свинца. Таким источником, продуцирующим длительное время и на огромной площади свинца с близкими параметрами, может быть только мантия.

Очень показательны для выяснения генезиса и источника рудного вещества данные по изотопному составу серы (табл. 6, рис. 5) галепитов

Рис. 5. Изотопный состав серы сульфидов объектов, перечисленных в табл. 6.



из свинцово-цинковых и оловянно-полиметаллических месторождений Таласского хребта.

Вариации значений и среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ близки к аналогичным показателям метеоритов, мафических пород и карбонатитов. При близких изотопных отношениях свинцов месторождений хребтов Таласского и Каратау изотопный состав серы их различен. Значительное обогащение серы галенитов хр. Каратау

тяжелым изотопом свидетельствует об участии в процессе рудообразования изотопно-тяжелой серы осадочных сульфатов, что не противоречит стратиформной природе оруденения этого района.

Данные по изотопии Pb и S, отношения Ni и Co (см. табл. 1—3) в магматических породах [Когарко, 1973], близость геохимического спектра элементов таласского комплекса и оруденения свидетельствуют о мантийном источнике рудного вещества:

Совокупность геологических наблюдений и изотопных исследований позволяют уверенно говорить об альпийском возрасте эпитермального (собственно серебряного) оруденения Таласского хребта и связывать его образование с постплатформенной тектономагматической активизацией. В ранний этап в пермо-триасе сформировался крупный Западно-Тяньшаньский мегасвод, видимо, за счет разуплотнения и плавления мантийного вещества [Томсон и др., 1985], продуктами дифференциации которого следует считать породы курганского комплекса. В юре формировались в пределах Таласского краевого массива трещинные зоны, заполненные щелочными габброидами и базальтами, а также дифференциатами [Когарко, 1973; Магматические горные породы, 1984] мантийных очагов позднего этапа дифференциации.

Таблица 6

Изотопный состав серы сульфидов

№ п/п	Породы (число проб)	Изотопный состав ($\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$)		$\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$
		От	До	
1	Метеориты (6)	-1,2	+0,5	-0,6
2	Мафические породы	-1,8	+4,98	+2,71
3	Галениты хр. Таласский (6)	-1,92	+1,20	-0,97
4	Сульфиды Жаирема (68)	-17,2	+15,6	+1,4
5	Галениты хр. Каратау (18)	+5,9	22,7	+13,97
6	Галениты Миргалимская (19)	-9,7	+6,4	+0,4
7	Сульфиды Юстыдского прогиба	-5,4	13,3	—
8	Галениты Карасу (1)	—	—	-20,3
9	Сульфиды Карбонатитов Восточно-Саянской провинции (21)	-4,2	+2,9	+1,6

Примечание. 1, 2 — [Краткий справочник..., 1970]; 3 — данные автора, масс-спектрометр МИ1330, КазИМС, лаборатория В. А. Халилова; 4, 5, 8 — [Сыромятников и др., 1978]; 6 — [Богданов, Голубчина, 1971]; 7 — [Борисенко и др., 1986]; 9 — [Магматические горные породы, 1984].

Период формирования эпitherмального серебряного оруденения совпадает с периодом неотектонического рифтогенеза [Попов и др., 1987], проявившемся от хребтов Верхоянского и Мамского до Красного моря. В. И. Поповым и др. [1987, 1983] на территории СССР выделяется Транс-азиатский рифтовый пояс Наливкина. При такой трактовке связи оруденения с рифтогенезом логично Каратау-Таласо-Ферганский разлом рассматривать как трансформный разлом.

Примечателен тот факт, что почти во всех регионах мира и СССР значительная часть эпitherмального оруденения серебра имеет мезокайнозойский, а возможно только кайнозойский возраст. Создается впечатление, что к этому времени в глубинных сферах Земли «созрели» серебро и ряд элементов, ему сопутствующих, таких как марганец [Мстиславский, 1986], уран, никель и кобальт, мышьяк, висмут, возможно ртуть и фтор. В истории Земли с подобным набором элементов формировалось оруденение в гренвиллскую эпоху активизации, но серебряная составляющая оруденения затушевывалась урановой и кобальтовой составляющими, что хорошо иллюстрируется месторождениями Канадского щита (Кобальт, Биверлудж, Эхо-Бей и др.).

Таким образом, по совокупности данных устанавливается, что серебряное оруденение Таласского рудного района сформировалось после деструкции герцинской платформы в этап дейтероорогенеза. Оно парагенно с щелочным габброидам и базальтоидам, внедрившимся в период максимального растяжения жесткого блока земной коры с аномально плотной мантией [Коледа, Юдахин, 1986]. Источник рудного вещества от девона до пегена имел стабильные изотопные характеристики, особенно серы, урана, тория, и продуцировал растворы, сформировавшие серебро-содержащее свинцово-цинковое и оловянно-свинцовое, а также собственное серебряное и мышьяковое оруденения.

В рассмотренной модели эпitherмального оруденения серебро-сульфосольной формации Таласского хребта отразились типичные черты эпitherмального оруденения, а именно: приуроченность его к устойчивым блокам земной коры, испытавшим докембрийскую авлакогенную стадию, что, видимо, способствовало длительной дифференциации мантийного вещества в стабильных тектонических условиях; контроль оруденения и парагенного ему щелочного габброидного и базальтоидного магматизма, производных глубоких геосфер Земли, глубинными разломами: формирование оруденения в эпоху повышенной активности мантии, последовавшей за деструкцией земной коры, проявившейся на всем земном шаре.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. — М.: Наука, 1974. — 150 с.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и развитии некоторых месторождений полезных ископаемых // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. — С. 12—31.
- Белоусов В. В., Белявский Н. А., Борисов А. А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи // Сов. геология. — 1979. — № 1. — С. 11—29.
- Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Миргалымсайского свинцово-цинкового месторождения // Геология руд. месторождений. — 1971. — № 3. — С. 61—71.
- Борисенко А. С., Лебедев В. П., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 172 с.
- Борисенко А. С., Павлов И. А., Павлова Г. Г., Боровиков А. А. Изотопный состав серы сидерит-сульфосольных жил Юстыдского прогиба // XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл. — М., 1986. — С. 53—54.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). — М.: Наука, 1964. — 143 с.
- Веймарк А. Б., Рожнов А. А. Условия образования марганцевых месторождений Центрального Казахстана // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ. — М.: Наука, 1986. — Т. 2. — С. 815—820.

- Геология и геохимия марганца.— М.: Наука, 1982.— 275 с.
- Гончаров В. И., Котляр И. Н. Золото-серебряное оруденение и магматизм // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6 Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 1.— С. 87—97.
- Добровольская М. Г., Заозерная О. Н., Малов В. С. и др. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Встречное (Южное Приморье) // Новые данные о минералах.— М.: Наука, 1985.— Вып. 32.— С. 64—76.
- Додонова Т. А. Лампрофиты Таласского хребта // Петрография изверженных пород Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1972.— С. 44—52.
- Калинин В. В., Сапожников Д. Г. Девоианская эпоха марганцевого рудообразования на территории СССР // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 2.— С. 799—807.
- Когарко Л. И. Отношение Ni—Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия.— 1973.— № 10.— С. 1441—1445.
- Коледа А. Я. О серебряном оруденении Таласского хребта // Разведка и охрана недр.— 1974.— № 4.— С. 18—20.
- Коледа А. Я. Геология и генезис серебряной и серебросодержащей минерализации Таласского Алатау // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии.— Ташкент: САИГМС, 1983.— С. 105—111.
- Коледа А. Я. Каратау-Таласо-Ферганский гидротермально-стратиформный рудный комплекс // Стратиформные месторождения цветных металлов: Тез. докл.— Алма-Ата: КазИМС, 1985а.— С. 142—143.
- Коледа А. Я. Геолого-генетическая модель многометалльной сидерофильно-халькофильной формации // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск, 1985б.— Т. 3.— С. 109—110.
- Коледа А. Я. Изотопы свинца и серы как индикаторы генезиса рудных месторождений (на примере Западного Тянь-Шаня) // XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл.— М., 1986.— С. 192—195.
- Коледа А. Я., Юдахин Ф. Н. О рифтогенной природе Таласской впадины и особенностях металлогении ее горного обрамления // I Всесоюзная научная конференция «Металлогения Тянь-Шаня»: Тез. докл.— Фрунзе, 1987.— С. 147—151.
- Кононова В. А., Андреева Е. Д., Свешникова Е. В., Яшина Р. М. Щелочной магматизм — индикатор периодической активизации Земли // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады.— М.: Наука, 1984.— Т. 9: Петрология.— С. 113—122.
- Константинов Р. М. Основы информационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.— 215 с.
- Конюк А. А. Щелочные базальты и ультрабазиты Таласского хребта // Тр. Ин-та геол. АН КиргССР.— 1956.— Вып. 5.— С. 27—35.
- Краткий справочник по геохимии/Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С. и др.— М.: Недра, 1970.— 278 с.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.
- Леонов А. В., Дубицкая Н. В., Терехович С. Л., Замятин Г. М. Ванадий, хром, кобальт, никель и медь в кайнозойских базальтах Казахстана и Средней Азии // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1981.— № 5.— С. 57—63.
- Луйк А. А. Проблемы генезиса юоальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня.— М.: Недра, 1970.— 176 с.
- Магматические горные породы.— М.: Наука, 1984.— Т. 2: Щелочные горные породы.— 410 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах).— М.: Недра, 1983.— 280 с.
- Митропольский А. С., Кулик Н. О. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1975.— Т. 2.— С. 306—313.
- Могаровский В. В., Мельниченко А. К., Давыдова З. М. Геохимия олова в щелочных базальтоидах на примере Зерафшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН ТаджССР.— 1976.— Т. 19, № 3.— С. 42—46.
- Метиславский М. М. Марганцеворудный процесс на континентах и условия его реализации (на примере олигоценового марганцеворудного накопления на юге СССР) // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 2.— С. 820—824.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртуты, сурьмы и мышьяка // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 42—71.
- Орлова М. П. Группа щелочно-базальтоидных и щелочно-габброидных формаций // Магматические формации СССР.— М.: Недра, 1979.— С. 273—284.
- Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение // Труды Управления геологии КиргССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— Сб. 2.— С. 65—76.

- Попов В. П., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. П. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина.— Ташкент: Фан, 1983.— 280 с.
- Рой С. Месторождения марганца.— М.: Мнр, 1986.— 520 с.
- Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Брызгалов П. А., Ряховская С. К. Генетическая природа сереброносных гидротермальных жил вулканогенных поясов // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С. 145—151.
- Сахарова М. С., Брызгалов П. А., Ефимов А. В. Минералогия серебра галенит-сфалеритовых жил Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Новые данные о минералах.— М.: Наука, 1985.— Вып. 32.— С. 90—106.
- Свешникова О. Л., Ермилов В. В. Новый тип серебряной минерализации в Приморье // Новые данные о минералах.— М.: Наука, 1985.— Вып. 32.— С. 106—118.
- Смирнов С. С. Минералогические заметки. Чимташское медно-никелевое месторождение (Таласский Алатау) // Изв. ГГРУ.— 1930.— Т. 49, № 2.
- Сыромятников И. Г., Трофимов Л. А., Замятин Н. И. Стабильные изотопы и радиоэлементы как индикаторы рудообразования.— Алма-Ата: Наука, 1978.— 246 с.
- Томсон П. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С. Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1985.— Т. 1.— С. 55—58.
- Троцкий В. А., Чернышев П. В., Борисенко А. С., Оболенский А. А. Изотопный состав свинца и происхождение эпitherмальных месторождений юга Алтае-Саянской складчатой области // XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл.— М., 1986а.— С. 346—348.
- Троцкий В. А., Чернышев В. П., Коваленко В. И. Об источниках вещества рудных месторождений МНР по изотопным данным // XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл.— М., 1986б.— С. 348—350.
- Чернышев Л. В., Гелетий В. Ф. Экспериментальные данные к характеристике роли марганца в гидрогермальном рудообразовании // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 2.— С. 752—757.
- Шнюков Е. Ф., Каложный В. А., Щирца О. С. и др. Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // Условия образования рудных месторождений: Тр. 6-го Симп. МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 2.— С. 442—447.
- Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1983.— 248 с.
- Georghion L., Ford G. Arabsilver from the Red Sea mud // New Sci.— 1981.— Vol. 98, N 1241.— P. 470—472.

*Н. А. Озерова, П. Н. Горчаков,
Б. О. Манучарянц, А. С. Борисенко*

ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА РТУТНЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема источников вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений продолжает оставаться остро дискуссионной и широко обсуждается в печати, особенно в отечественной литературе. Она рассматривалась в различной степени в ряде монографических работ последнего десятилетия [Бергер, 1978; Исанов, 1985; Кузнецов и др., 1978; Металлогения ртути, 1976; Оболенский, 1985; Федорчук, 1983, 1985; Шило и др., 1978; Щеглов, Говоров, 1985; и др.].

Среди рудообразующих элементов наиболее детально исследованы ртуть и сера. Многолетние исследования ИГЕМ'а по этому вопросу изложены в ряде монографий. В одной из них [Сауков и др., 1972] изложены материалы по геохимии ртути, позволяющие оценить потенциальную ртутеносность различных природных процессов. В других [Металлогения ртути, 1976; Озерова, 1986; Эндогенные источники рудного вещества, 1987] показана приложимость этих данных, рассмотренных на фоне известных материалов по металлогении и геологии ртутных месторождений, к решению вопроса об источниках ртути в ртутных и ртутьсодержащих месторождениях. В них, кроме того, обобщены оригинальные данные по источникам серы ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, а также кратко охарактеризованы источники других рудообразующих элементов.

Мы не будем излагать всю систему доказательств, которая рассматривалась в указанных работах при обсуждении источников ртути и серы. Расставим лишь основные акценты, а особое внимание уделим рассмотрению других компонентов ртутно-сурьмяного рудообразования, по которым у нас есть новый оригинальный материал.

Ртуть. Какой главный вывод из известных геохимических и геологических материалов? Ртуть амагматична. Мы не знаем магматических пород, специализированных на ртуть. Повышенные содержания ртути, которые мы фиксируем в тех или иных магматических породах (в том числе в различных типах базальтоидов, с которыми чаще всего связывают ртутное оруденение), не могут быть критерием генетической или парагенетической связи с ними ртутного оруденения. Главный фактор, определяющий концентрацию ртути в магматических породах, — регионально-тектонический: приуроченность к линейным подвижным поясам или кратонам. Среди линейных подвижных поясов были рассмотрены срединно-океанические хребты, геосинклинальные системы, вулканические пояса и зоны тектономагматической активизации, среди кратонов — платформенные и океанические. На примере базальтоидов продемонстрировано, что в линейных поясах содержания ртути в целом несколько выше, чем в кратонах, и, что особенно важно, именно в этих зонах проявляются аномально повышенные ее концентрации — при широкой дисперсии значений. Следует особо обратить внимание, что аналогичные повышенные содержания ртути наблюдаются в осадочных и метаморфических породах, в современных океанических осадках, а также в рудных месторождениях различного вещественного состава, газовых и газонефтяных месторождениях, приуроченных к таким зонам. Особо отметим, что материал по ртутеносности газовых и газонефтяных месторождений дал очень много для понимания источников ртути: здесь ртуть, безусловно, амагматична, при этом общее количество ртути, заключенное в газовых или газонефтяных месторождениях или провинциях, по масштабу может быть соизмеримо с таковым соответственно в собственно ртутных месторождениях и ртутных зонах; важно подчеркнуть также сопряженность ртутьсодержащих рудных и газонефтяных месторождений и единый тектонический контроль их размещения. Очевидно, глубинные разломы, определяющие развитие линейных подвижных зон, являлись теми путями, по которым осуществлялось поступление ртути по механизму дегазации из глубин Земли.

Какие возможные уровни генерации ртути? Низкие среднеарифметические фоновые содержания ртути в базальтоидах — кларковые и ниже кларковые — свидетельствуют о бесплодности базальтоидных очагов как рудогенерирующих. Столь же низкие содержания ртути установлены в различных типах ультрабазитов, кимберлитах, и, что особенно важно, в ксенолитах кимберлитовых трубок — перидотитах и эклогитах [Озерова и др., 1974, 1976], которые считаются отторженцами верхней мантии и рассматриваются как прямой источник информации ее состава. Здесь следует указать, что повышенные содержания ртути в ксенолитах кимберлитовых трубок, известные по нашим публикациям и публикациям других авторов, при последующем детальном исследовании оказываются обусловленными наложенными гидротермальными процессами либо связанными с загрязнением проб ртутью при анализе, если в лаборатории ранее анализировались пробы с высокими концентрациями ртути. Таким образом, те глубинные уровни Земли, о составе которых мы судим по их представителям (породам) на поверхности, значительно обеднены ртутью. Это согласуется с известными представлениями о значительной дифференцированности верхней мантии в ранние стадии развития Земли — до глубин 200 км и более.

Первичная мантия по составу представляется близкой каменным метеоритам. Какие бы типы каменных метеоритов мы не рассматривали — хондриты, ахондриты, углистые хондриты [Reed, 1971; Ozerova et al., 1973], они содержат ртути на один-два порядка выше (а углистые хондри-

ты и больше), чем кларк в земной коре $4,5 \cdot 10^{-6} \%$ [Сауков и др., 1972]. Мы не можем согласиться с авторами работы [Стахеев, Лаврухина, Стахеева, 1975], которые полагают, что причиной повышенных концентраций ртути в метеоритах является не космическая распространенность ртути, а заражение из земной атмосферы в музейных и лабораторных условиях, при котором пары ртути, первоначально физически сорбированные, в дальнейшем переходят в химически сорбированное состояние. Последний вывод они основывают, в частности, на экспериментальных исследованиях, в которых порошки базальта выдерживались от одних суток до года в бюксе в атмосфере, содержащей более $1 \cdot 10^{-2}$ г/м³ ртути (это огромные концентрации ртути; для сравнения укажем, что содержания ртути в земной атмосфере $n \cdot 10^{-10} - n \cdot 10^{-8}$ г/м³, а ПДК в воздухе рабочих помещений химических лабораторий $1 \cdot 10^{-5}$ г/м³). Проведенная этими исследованиями последующая десорбция ртути из порошков показала, что температура максимальной скорости десорбции увеличивается со 130 до 268 °С в зависимости от времени выдержки образца в ртутной атмосфере. Эти результаты авторы приводят как аргумент против более раннего заключения Г. Рида и С. Йовановича [Reed, Jovanović, 1969], которые отрицали возможность земного заражения метеоритов ртутью, исходя из опытов, где не была обнаружена поверхностно сорбированная ртуть при возгонке до 110 °С. При таком обсуждении следует учесть данные В. З. Фурсова [1977] по выделению ртути из порошков каменных метеоритов при непрерывном их нагревании до 1000 °С. Исследовались следующие метеориты: Еленовка ($Hg_{\text{нал}} - 1,5 \cdot 10^{-5} \%$), Саратов ($1,7 \cdot 10^{-4} \%$), Кунашак ($5,4 \times 10^{-5} \%$) и Жовтневый хутор ($4,2 \cdot 10^{-5} \%$). Четкие максимумы выделения ртути на графиках мгновенной концентрации ртути в опытах В. З. Фурсова [1977] соответствуют температурам 500—680 °С. Такие температуры свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что основная часть ртути в метеоритах обладает более прочными связями, чем физическая и химическая сорбция; скорее всего, эта ртуть изоморфна с кальцием в породообразующих минералах, а известные ее повышенные содержания соответствуют первичному (космическому) обогащению каменных метеоритов ртутью. Но даже если правы Ю. И. Стахеев с соавторами, то приводимые ими расчетные оценки содержаний ртути в метеоритах в момент их выпадения на Землю ($1,0 \cdot 10^{-5} - 1,6 \cdot 10^{-5} \%$) хотя и ниже, чем аналитические данные, все же достаточно высоки — в 2—3 раза выше кларка ртути в земной коре.

Таким образом, можно полагать, что мантия в целом имеет повышенные концентрации ртути, а самые верхние ее части обеднены — в связи с процессами дифференциации. Поскольку глубина залегания астеносферы, которая обеспечивает дегазацию Земли, в течение геологической истории увеличивалась, поступление ртути в фанерозое осуществлялось все с более глубоких уровней верхней мантии по зонам планетарных структур мантийного заложения в период их активизации. В этом случае дайковые пояса базальтоидов, известные в некоторых ртутных провинциях (к примеру, в Алтае-Саянской) и близкие по возрасту ртутному оруденению, можно рассматривать как индикатор активизации глубинных разломов. Но уровни генерации магматического расплава, реализовавшегося в виде даек, и ртути будут различными. Очевидно, ртуть, как весьма летучий элемент, участвует в потоке глубинных эманаций, обеспечивающих тепло-массообмен, которые могут быть агентами магнообразования на более верхних этажах и в дальнейшем проявляться в виде ртутного оруденения в связи с различными типами изверженных пород *, либо поступает в зем-

* Поэтому мы можем наблюдать ртутную минерализацию в тесной временной и пространственной связи в одних случаях с дайковыми комплексами щелочных базальтоидов в областях тектономагматической активизации (Алтае-Саянская провинция), в других — с породами кислого состава (Северный Кавказ, лакколиты Пятигорья), в третьих — с вулканическими процессами, когда она проявляется в вулканических породах самого разного состава (Курило-Камчатская провинция, Закарпатье, Малый Кавказ и др.).

ную кору и служит источником ртути в гидротермальных растворах, формирующих ртутные месторождения вне связи с магматическими породами. Таким образом, связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма — чисто структурные: единство путей миграции в периоды активизации глубинных разломов.

Резюмируя, подчеркнем: дегазация мантии является тем главным процессом, который обеспечивает ртутью ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения планетарных ртутных поясов и ответственен за ртутную специализацию месторождений различного вещественного состава — ртутных и газонефтяных, а также за появление геохимических аномалий ртути в подвижных поясах Земли.

Ртуть, таким образом, можно рассматривать (конечно, учитывая весь геологический материал) как индикатор участия мантийных флюидов в рудообразовании. Здесь следует оговорить, что на этом основании нельзя делать заключение о мантийном происхождении и других элементов, ассоциирующих с ртутью.

Сурьма и вольфрам. Сурьма — частый спутник ртути в ее месторождениях. Что касается вольфрама, то в собственно ртутных месторождениях он достаточно редок, в то же время с сурьмой он образует довольно устойчивую геохимическую ассоциацию. При обсуждении источников сурьмы и вольфрама в месторождениях ртутной формации иногда трудно абстрагироваться и рассматривать изолированно каждый из этих элементов, поэтому в ряде случаев мы будем описывать их совместно. Для удобства начнем рассмотрение с вольфрама.

Предварительно заметим следующее. При установлении повышенных концентраций вольфрама надо быть очень осторожными. В настоящее время накопилось достаточно много фактов о «мнимых» (ложных) аномальных содержаниях вольфрама в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях из-за техногенного заражения проб материалом матриц твердосплавных и алмазных коронок, бурового инструмента, дробильных и истирающих устройств. Техногенное заражение проб может быть достаточно велико и достигать промышленных концентраций вольфрама. Результаты минералогических исследований и фазового химического анализа, проведенные на Тамватнейском месторождении, показали, что доля техногенного заражения проб по отдельным рудным сечениям достигает 41 % (рис. 1), а в целом по месторождению составляет 24,8 %. Техногенное заражение вольфрамом рудных проб установлено также на месторождениях Никитовка, Чонкой, Кадамджай, Северный Акташ. Таким образом, во всех случаях, когда речь идет о повышенных содержаниях вольфрама в месторождениях ртути и сурьмы, необходимо проводить специальные исследования, чтобы исключить долю техногенного вольфрама.

В группе собственно ртутных месторождений наиболее высокие концентрации вольфрама зафиксированы на Тамватнейском месторождении (Чукотка), где отношение WO_3/Hg в рудах составляет 1 : 2,5; по сути это уже вольфрамо-ртутное месторождение. Вольфрам представлен четырьмя минералами: тунгстенимом, шеелитом, меймакитом и гюбнеритом.

Месторождение — типично лиственитовое, приуроченное к глубинным разломам с гипербазитами. Расположено в узле пересечения глубин-

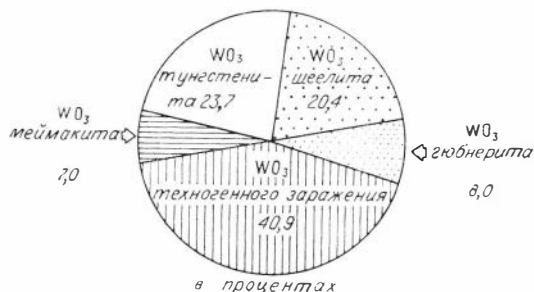
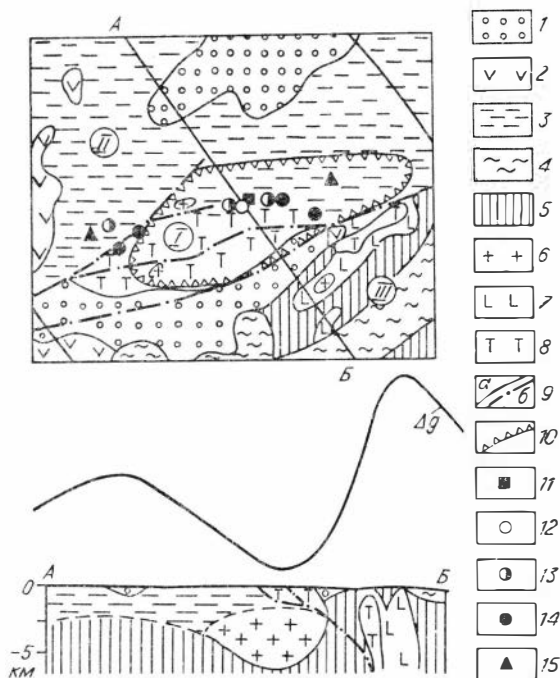


Рис. 1. Соотношение вольфрама, находящегося в минеральных формах и в техногенно зараженных пробах на Тамватнейском месторождении (пересечение рудной зоны по одной из скважин).

Рис. 2. Схема геологического строения Тамватнейского рудного узла, график аномалии силы тяжести и геолого-геофизический профиль через рудный узел.

1 — неоген-четвертичные наложенные впадины; 2 — неогеновые андезито-базальты; 3 — меловые терригенные отложения; 4, 5 — терригенно-вулканогенные образования; 4 — верхнеюрские — нижнемеловые, 5 — палеозойские — нижнемезозойские; 6 — палеогеновые гранитоиды; 7 — ранне-меловые (?) гипербазиты; 8 — верхнеюрско-нижнемеловые габбро; 9 — зоны глубинных разломов (ж — Крестовско-Хатырского, б — Койвэрэланского); 10 — область минимальных значений Δg ; 11—15 — месторождения и рудопроявления: 11 — вольфрамово-ртутные, 12 — ртутные, 13 — мышьяково-ртутные, 14 — мышьяковые, 15 — мышьяково-сурьмяно-ртутные.



ных разломов двух направлений: северо-восточного Чирыйнайска-Койвэрэланского и поперечного к нему северо-западного Крестовско-Хатырского. Оба они относятся к структурам глубокого заложения [Розенблюм, 1975].

В региональном гравиметрическом поле району месторождения соответствует локальный минимум силы тяжести, который, по представлению геофизиков, указывает на присутствие скрытого гранитного плутона, кровля которого залегает на глубине 4—5 км (рис. 2); его выражением на поверхности являются мелкие тела плагиогранитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, близкие по возрасту ртутному оруденению [Горчаков, Лишневицкий, 1980]. В Крестовско-Хатырской поперечной зоне помимо аномалии Тамватнейского месторождения выделяется еще серия аналогичных аномалий силы тяжести, в которых кроме ртути отмечаются проявления вольфрама, олова и сурьмы. Вероятно, источники ртути и вольфрама здесь различны: ртуть поставляется в зону рудоотложения по крупным разломам мантийного заложения, которые маркируются гипербазитами, а вольфрам связан с гранитоидами.

К юго-западу от Крестовско-Хатырского глубинного разлома известна еще одна поперечная структура северо-западного простирания, столь же глубокого заложения, с многочисленными субвулканическими телами кислых пород и шлиховыми аномалиями шеелита. В этой же зоне в узле пересечения с Чирыйнайска-Койвэрэланским глубинным разломом расположено Маметченское ртутное месторождение, в котором кроме главного минерала — киновари — присутствует и шеелит. Геологическая позиция Маметченского месторождения близка, в общем, ситуации на Тамватнейском месторождении с вытекающими отсюда аналогичными рассуждениями об источнике ртути и вольфрама.

Такие примеры можно продолжить. На Малом Кавказе известно Гейдарьинское рудопроявление листовитового типа, где вольфрамово-ртутное оруденение приурочено к гипербазитовому массиву в пределах зоны глубинного разлома и где известны молодые гранитоиды. В той же зоне находится Ливизчайское киноварное месторождение с вольфрамовой минерализацией, залегающее в офиолитах, там же проявлены молодые тела гранитоидов. Аналогичны месторождения Светлое на Сахалине, Тальбейское на Полярном Урале; это собственно ртутные месторождения листовитового типа с проявлениями вольфрамовой минерализации. В этих месторождениях известны малые интрузии гранитоидного состава, близкие по возрасту ртутному оруденению.

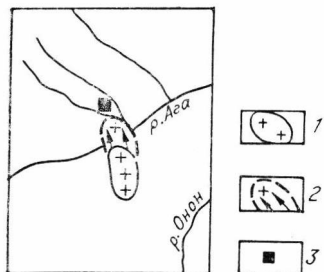


Рис. 3. Схема расположения ртутно-сурьмяно-вольфрамового Барун-Шивейского месторождения.

1 — предполагаемый нескрытый массив гранитов; 2 — участок его погружения (стрелками показано направление погружения); 3 — Барун-Шивейское месторождение.

Все эти рассуждения касались взаимоотношений ртути и вольфрама в собственно ртутных месторождениях. Но более тесная геохимическая связь наблюдается между сурьмой и вольфрамом; по-видимому, это следствие и генетической связи.

Хорошо известны сурьмяно-вольфрамовые месторождения. Ртуть в таких месторождениях присутствует редко: ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения — скорее исключение, чем правило. Такого типа месторождения детально описаны А. Маухером, Р. Хеллем, Л. Лахузеном, Г. Дессау и др. Мы солидарны с мнением, высказанным в 1975 г. В. И. Бергером [1978], а впоследствии и А. А. Оболенским [1985] о коровом источнике вольфрама в этих месторождениях — о ремобилизации более ранних концентраций вольфрама. Местный источник вольфрама убедительно продемонстрирован ими для ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья, в частности, для Барун-Шивейского месторождения, где он отчетливо связан с докембрийскими вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными формациями, значительно обогащенными вольфрамом [Алексеев, 1977; и др.]. Аналогичное обогащение отмечается и в других районах мира. Таковы [Tweto, 1960] докембрийские гнейсы и амфиболиты штата Колорадо в США (известные здесь трещинные месторождения вольфрама образовались за счет его перетолжения из этих пород), углистые филлиты Уганды, Руанды и других стран Африки [Jeffery, 1959; и др.], графитовые филлиты Индии [Dekate, 1967], нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы Восточных Альп, метаморфизованные в фации зеленых сланцев [Maucher, 1965; Höll, 1966, 1979], а также палеозойские песчано-сланцевые толщи Франции, амфиболиты Гренландии и т. д.; этот перечень можно было бы продолжить.

Но ремобилизация вольфрама, по-видимому, представляет собой не простое заимствование из подстилающих или вмещающих пород, а опосредованное — через гранитоидный магматизм. Именно такой механизм можно предполагать для Барун-Шивейского месторождения. Наличие в районе месторождения интрузии доказывается гравиметрическими данными. Судя по карте изоаномал силы тяжести, эта интрузия четко погружается на северо-северо-запад в направлении Барун-Шивейского месторождения и на участке погружения прослеживается вплоть до него (рис. 3); известные в регионе гранитоиды близки по возрасту ртутно-сурьмяно-вольфрамовому оруденению.

Тесная связь сурьмяно-вольфрамовых месторождений (с подчиненным развитием ртутной минерализации) с малыми интрузиями гранитоидов в зонах глубинных разломов наблюдается еще в Китае (Воси, Сиань, Таоянь и др.), Японии (Накасе), на Малом Кавказе (Амасинское) и в других регионах.

К сказанному выше о взаимоотношениях ртути и вольфрама следует добавить геосторические данные: это — временное совмещение максимумов проявления вольфрамового и ртутного оруденения в истории развития Земли. Как известно, основное ртутное оруденение проявилось в мезокайнозойе; в то же время 60 % запасов вольфрамовых руд, по данным В. К. Денисенко [1978], также сформировалось в мезокайнозойе. При этом В. К. Денисенко подчеркивает, что практически все значимые по масштабам комплексные ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения образовались в эту эпоху. Здесь отчетлива генетическая связь, но это не означает общности источников вещества этих месторождений. Можно полагать, что вольфрам имеет коровое происхождение и связан с гранитоидами.

Ртуть же, на наш взгляд, связана с более глубинными процессами, чем гранитоидный магматизм, и распространяется далеко за пределы собственно ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений по зонам глубинных разломов.

Говоря о вольфраме и его взаимоотношениях с ртутью, мы в той или иной степени касались и сурьмы. Остановимся подробнее на ней и ее взаимоотношениях с ртутью (при этом в какой-то мере все же придется затрагивать и вольфрам). Попытаемся рассмотреть взаимоотношения ртути и сурьмы на примере ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского рудного пояса. Полученный в последние годы обильный материал по геологии, геофизике и глубинному строению этого региона позволяет на новом этапе вернуться к рассмотрению источников вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, конечно с учетом достижений, полученных в результате многолетних и плодотворных работ предыдущими исследователями. К сожалению, нет никакой возможности даже перечислить всех исследователей, которые внесли свой вклад в развитие проблемы об источниках рудного вещества этих месторождений.

Поскольку геологический материал является основным при обсуждении нами источников рудного вещества в этом регионе, остановимся на нем поподробнее. Анализ известных ранее и полученных в последние годы данных суммирован на схеме размещения ртутного и сурьмяного оруденения в региональных структурах Туркестано-Алая* (рис. 4), где показаны все основные, известные на сегодняшний день, зоны глубинных разломов широтного северо-восточного и северо-западного направлений, а также впервые выделены субмеридиональные тектонические структуры.

Субширотные региональные разломы — Северо-Катранский, Центральный и Туркестано-Алайский — хорошо вычитываются из геологической карты и, как известно, разделяют крупные структурно-фациальные зоны. В отличие от них диагональные структурные элементы — северо-восточные и северо-западные — не выделяются четко при геологическом картировании, часто имеют скрытый характер, и фиксируются лишь по отдельным фрагментам. Они довольно отчетливо прослеживаются по космо- и аэрофотоснимкам, по аномалиям геофизических полей, строению фундамента, по изменению мощностей разновозрастных толщ вдоль продольных структурно-фациальных зон, характеру размещения верхнепалеозойских гранитоидов, по геоморфологическим признакам и т. д. Эти разломы являются структурами древнего заложения и активизировались неоднократно. Есть геологические свидетельства их активизации в верхнем палеозое и мезокайнозое; они проявляют активность и в настоящее время: к ним приурочены очаги современных землетрясений.

Следует особо сказать о глубине заложения рассматриваемых глубинных разломов. По данным геофизических исследований, как субширотные, так и диагональные разломы являются весьма глубинными структурами, по которым фиксируются смещения допалеозойского фундамента и границ Конрада и Мохо; величина смещения достигает 5—15 км. Глубинность таких структур хорошо иллюстрируется геолого-геофизическим размером через одну из северо-восточных зон разломов (рис. 5). О значительной глубине заложения рассматриваемых структур свидетельствуют также выходы по зонам разломов ультрабазитов (они значительно древнее, чем ртутно-сурьмяное оруденение). Тела ультрабазитов известны в районе Чонкойского и Чаувайского месторождений, севернее Кадамджайского

* Построена с использованием геологических материалов В. И. Смирнова [1947], Н. М. Синицына [1960], Д. П. Резвого [1959], Г. С. Поршнякова [1961], В. П. Федорчука [1964, 1983, 1985], В. Э. Пояркова [1955], Н. А. Шкифорова [1969], Р. Р. Исанова [1985], К. Д. Помазкова [1962], Л. Н. Кугуракова [1971], В. В. Аксененко [1974] и на основе анализа космо- и аэрофотосъемок, проведенного Н. А. Яблонской, А. И. Мелешко [1981], Н. Я. Яблонской [1982], Б. О. Манучарянцем и Ю. Е. Барановым [1987] и авторами настоящей работы.

- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | | | | | |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | | | | | |

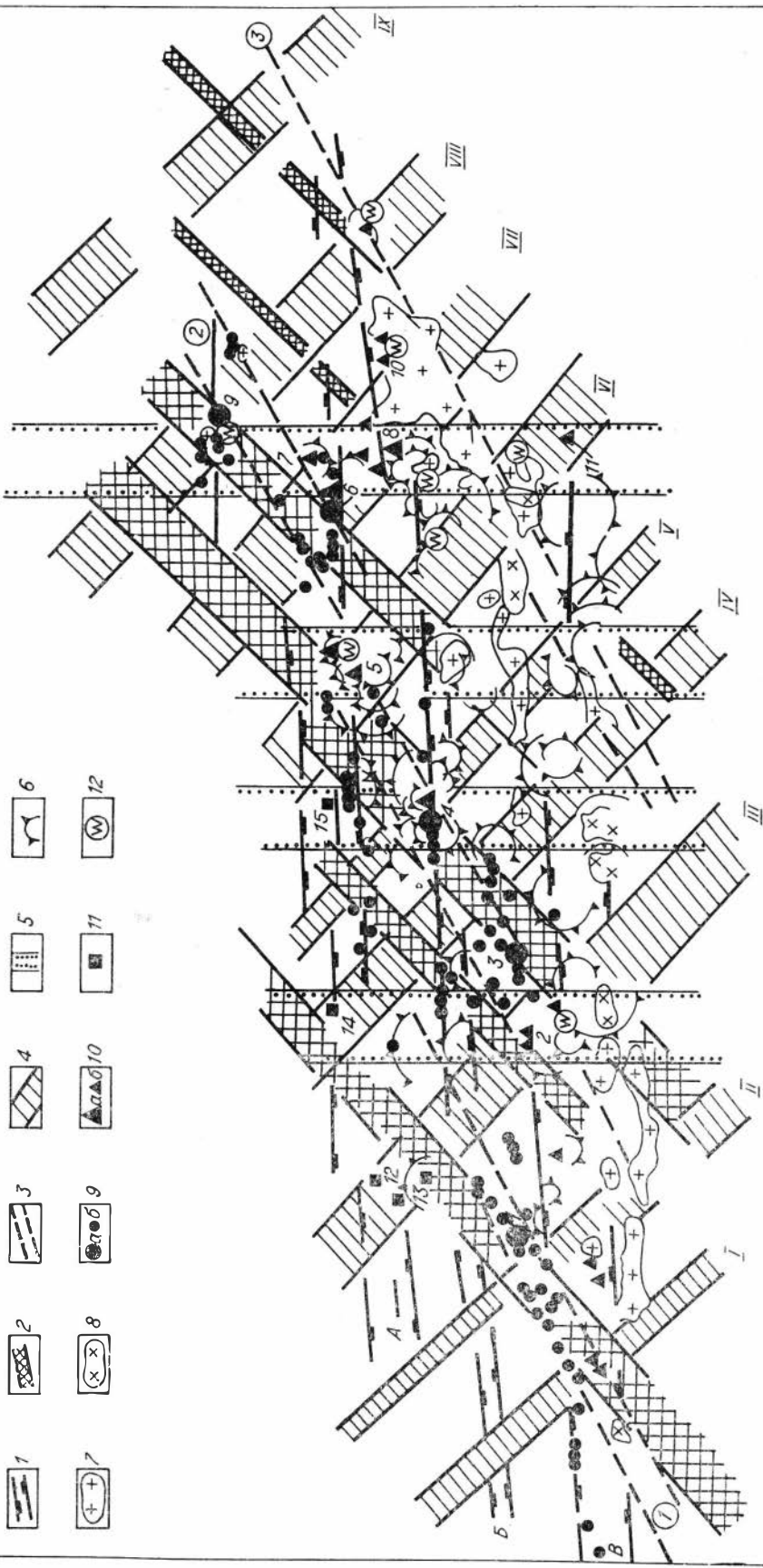


Рис. 4. Схема размещения ртутного и сурьмяного оруденения в региональных структурах Туркестано-Алая.

1 — зоны продольных глубинных разломов (А — Северо-Катранского, Б — Центрального, В — Туркестано-Алайского); 2, 3 — зоны скрытых глубинных разломов северо-восточного простирания: 2 — 45°, 3 — 60° (цифры в кружках: 1 — Бирксу-Кончочского, 2 — Сымал-Чонкойского, 3 — Кичикадайского); 4 — зоны скрытых глубинных разломов северо-западного (315°) простирания (I — Аксайского, II — Ляйлянского, III — Исфагинского, IV — Сохского, V — Хайдарканского, VI — Шахмарданского, VII — Чатмазар-Абширского, VIII — Акбура-Араванского, IX — Талдык-Гульчинского); 5 — зоны скрытых меридиональных разломов; 6 — кольцевые структуры; 7, 8 — магматические породы: гранитоиды (7), щелочные породы (8); 9—11 — месторождения и проявления: 9 — ртутные и 10 — сурьмяные месторождения (а) и проявления (б) (1 — Бирксуейское, 2 — Нурлау и Шаркратма, 3 — Сымалское, 4 — Хайдарканское, 5 — Кадамжайское, 6 — Чаувайское, 7 — Аксайское, 8 — Абширское, 9 — Чонкойское, 10 — Сурьмяное и Перевальное, 11 — Сарыдальча); 12 — сурьмуосодержащие полиметаллические месторождения (12 — Ферганский Каратау, 13 — Кан-и-Гут, 14 — Лякканское, 15 — Канское); 12 — проявления вольфрамовой минерализации.

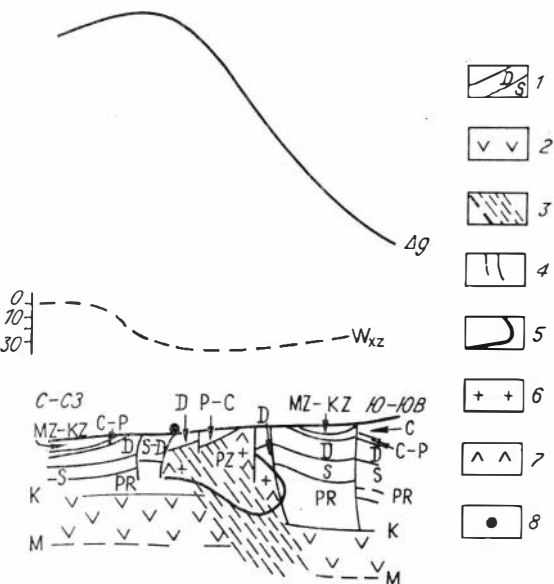
и на Канском месторождении и в районах, примыкающих к Хайдарканскому месторождению (Надир, Сартала, Шивали, Охна).

Анализ структур комплексных ртутно-сурьмяных месторождений показывает, что их структурный план в целом характеризуется сочетанием разноориентированных разломов, принадлежащих описанным зонам глубинных разломов: субширотных, северо-западных (310—315°), северо-восточных (45 и 60°) и субмеридиональных, а также кольцевых — очаговых структур. Последние, по данным И. Н. Томсона и М. А. Фаворской [1973], тесно связаны с коровыми очагами, образование которых в свою очередь провоцировалось мантийными процессами.

Намечается определенная металлогеническая специализация различных тектонических структур в отношении ртути и сурьмы (см. рис. 4). Собственно ртутные, монометалльные, месторождения обычно приурочены к широтным и диагональным структурам северо-восточного простирания; кольцевые структуры здесь слабо выражены и редки. В отличие от ртутных сурьмяные месторождения отчетливо тяготеют к зонам разломов северо-западного простирания, часто в узлах пересечения с субмеридиональными структурами; к зонам северо-западного простирания приурочено и содержащее сурьму полиметаллическое оруденение*. Кроме того, для сурьмяных месторождений характерны хорошо выраженные кольцевые структуры, в которых проявлен гранитоидный магматизм, что отчетливо наблюдается на юге провинции, в Туркестано-Алайской зоне разломов (крупные массивы гранодиоритов, см. рис. 4, зона В). Севернее, в Южно-

Рис. 5. Региональный геологический профиль через восточную часть Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса с графиками Δg и W_{xz} .

1 — отложения верхнего слоя земной коры и их возраст; 2 — базальтовый слой земной коры; 3 — зона глубинного разлома (Диагонального или Сымал-Чонкойского); 4 — тектонические нарушения в верхней части земной коры; 5 — область развития гранитных plutонов; 6, 7 — малые интрузии гранитоидов (6) и щелочных гранитоидов (7); 8 — ртутно-сурьмяное месторождение. К, М — границы Конрада и Мохо.



* В качестве примера можно привести Исфагинскую структуру (см. рис. 4). В ее пределах сурьма проявляется по-разному: в зоне высоких предгорий (Южно-Ферганский ртутный пояс) она связана главным образом в виде антимонита, отчасти сульфосолей, а севернее, в Карачатырской зоне (полиметаллический пояс) — в основном в виде сульфосолей, редко антимонита (группа месторождений Ферганского Каратау, Кан-и-Гут и др.).

Ферганском ртутно-сурьмяном поясе, кольцевые структуры часто сопровождаются малыми интрузиями гранодиоритов либо субщелочных пород — производных гранодиоритовой магмы (такие интрузии известны в пределах Чонкойского, Хайдарканского месторождений и др.); в тех случаях, когда такие тела не вскрыты на поверхности, наличие их на глубине можно предполагать исходя из гравимагнитных данных (отрицательных аномалий силы тяжести в пределах кольцевых структур) и результатов сейсмозондирования. Именно в таких позициях — при хорошем развитии кольцевых структур — в ртутно-сурьмяных и сурьмяных месторождениях известны проявления и вольфрамовой минерализации (шеелит — Хайдарканское, Кадамджайское, Чонкойское, Абширское, Перевальное, Турукское месторождения и др.; к этому следует добавить широкое развитие шлиховых ореолов шеелита и нахождение вольфрама в первичных ореолах этих месторождений).

Суммируя материал по геолого-структурному положению ртутного и сурьмяного оруденения в региональных структурах Туркестано-Алая, специализации линейных тектонических структур различного простирания в отношении ртути и сурьмы и приуроченности, кроме того, сурьмяного оруденения к кольцевым структурам (связанных с гранитоидным магматизмом, которым обусловлены проявления вольфрама), мы пришли к выводу о разных уровнях генерации ртути и сурьмы и прямой или опосредованной связи сурьмы с гранодиоритовой магмой. Не вступая в обсуждение проблемы генезиса гранодиоритов Туркестано-Алая (одни исследователи считают их корового, другие — мантийного происхождения), хотя это в конечном счете определяет, как диагностировать сурьму — мантийной или коровой, отметим, что в любом случае источники сурьмы менее глубинны, чем ртути. В рассматриваемом регионе ртуть поступала по субширотным и северо-восточным разломам мантийного заложения и образовывала свои собственные монометалльные месторождения. Сурьмяное оруденение проявилось в ртутных месторождениях в случае пересечения вышеуказанных тектонических нарушений ртутного профиля с северо-западными структурами (иногда вкупе с меридиональными зонами) и при наложении кольцевых структур; в последних часто фиксируется вольфрам.

Несколько слов об общих вопросах геологии и геохимии сурьмы и о ее связи со ртутью. К сожалению, мы не располагаем детальными сведениями о ее поведении в различных природных процессах. И, все-таки, известные геологические и некоторые геохимические материалы позволяют усомниться, что сурьма и ртуть имеют единый источник. Первое. Несмотря на то, что сурьма — частый спутник ртути в ее месторождениях, она отнюдь не всегда сопровождает ее: собственно монометалльные — ртутные — месторождения значительно шире распространены, чем комплексные — ртутно-сурьмяные. Второе. Известны сурьмяные месторождения с чрезвычайно низкими содержаниями ртути; это — месторождения, принадлежащие, согласно В. И. Бергеру [1978], к золото-сурьмяной березитовой формации. Особенности этих месторождений являются приуроченность их к участкам земной коры с гранитофильной металлогенной и контроль их разломами корового заложения. Таково сурьмяное оруденение Балтийского щита, формировавшееся на фоне мощной сиалической коры, при полном отсутствии ртутного оруденения, минералов ртути и заметных ее примесей; даже ртутные ореолы здесь угнетенные. Пример таких месторождений на Балтийском щите — сурьмяное месторождение Сейняйоки в Финляндии, которое, как показал В. Пяякконен [Pääkkönen, 1966], формировалось в связи с комплексом гранитов, богатых пегматитами, принадлежащих Центрально-Финляндскому гранодиоритовому батолиту. Есть даже упоминание о пересечении одного из сурьмяных тел дайкой пегматитов. Кроме того, здесь нет протяженных тектонических зон глубокого заложения, которые поставляют ртуть из глубин Земли. Здесь же, на Балтийском щите, известно сурьмяное проявление Эриярви

в обрамлении Центрально-Финляндского гранитоидного массива, где сурьмяная минерализация (самородная сурьма и антимонит) является конечным продуктом развития пегматитового процесса. То есть можно полагать, что сурьма здесь коровая и связана с гранитоидами. Другой пример — сурьмяные месторождения Якутии. Они формировались в участке земной коры, характеризующейся граптофильной металлогенией. Оруденение отчетливо контролируется региональными разломами, имеющими коровое заложение. Это следует из материалов геологической съемки, а в ряде случаев подтверждено и геофизическими исследованиями.

В связи с обсуждением вопроса об общности или различии источников ртути и сурьмы нужно упомянуть исследования В. И. Бергера и А. Н. Моисеева по выяснению степени влияния фундамента на ртутную и сурьмяную специализацию рудных зон, выполненные ими для вулканогенных провинций. В общем виде вырисовывается, что интенсивность развития сурьмяного оруденения зависит от мощности гранитно-метаморфического слоя. Это продемонстрировано В. И. Бергером для Тихоокеанского и Монголо-Охотского подвижных поясов. Во внутренних областях Тихоокеанского пояса в вулканогенных зонах с эвгеосинклинально-складчатым основанием на коре промежуточного (субконтинентального) типа преобладает ртутное оруденение, а сурьмяная минерализация проявлена незначительно. В то же время в глубь Азиатского и Северо-Американского континентов интенсивность сурьмяного оруденения возрастает, что хорошо коррелируется с увеличением мощности и зрелости гранитно-метаморфического слоя. Восточная и западная части Монголо-Охотского пояса отчетливо специализированы на один из металлов — ртуть или сурьму. В восточной части пояса, сложенной метаморфизованными терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, развито существенно ртутное оруденение, а западная (Забайкальское звено), где преобладают преимущественно метаморфические породы и гранитоиды, специализирована на сурьму. Статистические подсчеты, выполненные А. Н. Моисеевым, показали, что сурьмяное оруденение максимально развито в вулканогенных зонах, наложенных на сиалические блоки древней консолидации.

Резюмируя все изложенное по сурьме и вольфраму и их взаимоотношениям со ртутью, подчеркнем следующее. Сурьма граптофильна. Она четко приурочена к участкам земной коры с развитым гранитно-метаморфическим слоем; иногда можно видеть отчетливую связь ее проявлений с гранитоидным магматизмом. Источники сурьмы всегда менее глубинны, чем ртути. Уровни генерации последней глубже, чем те, о составе которых можно судить по известным магматическим породам и ксенолитам глубинных пород — отторженцам верхней мантии, и источник ртути мы связываем с процессами дегазации Земли. Комплексное ртутно-сурьмяное оруденение формируется, когда активизируются рудоконтролирующие глубинные разломы, и ртуть, и сурьма как производные разных уровней генерации вовлекаются в единый флюидный поток, который в верхних частях Земли реализуется в рудообразующие гидротермальные системы. Вольфрам, иногда проявленный в этих месторождениях, более определенно, чем сурьма, связан с гранитоидной магмой. В ряде случаев можно достаточно уверенно утверждать, что вольфрамовая специализация гранитоидов, поставляющих вольфрам в зону ртутно-сурьмяного рудообразования, обусловлена повышенной вольфрамоносностью субстрата и, возможно, в конечном счете связана с первичным обогащением вольфрамом гранитно-метаморфического слоя.

Олово. Иногда с вольфрамом в ртутно-сурьмяных месторождениях ассоциирует олово, но масштабы его проявления несоизмеримо меньше, чем вольфрама. В общем олово не характерно для ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения. Как пример региона, где известна слабая оловянная минерализация, можно привести Южную Фергану (Хайдарканское месторождение — деревянистое олово, великит; находки касситерита в

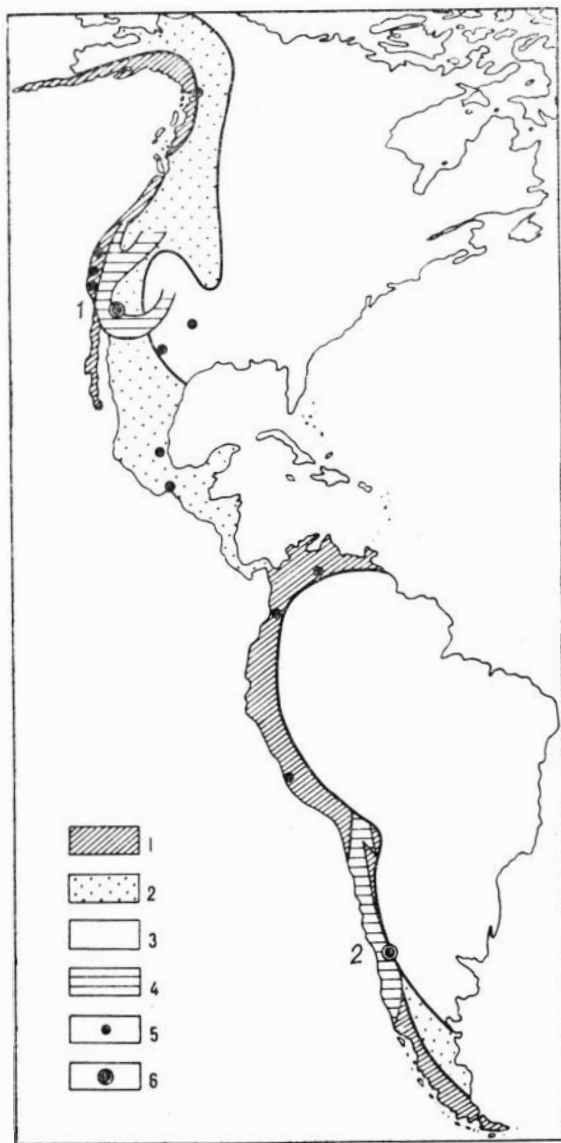


Рис. 6. Размещение ртутного и медного оруденения на территории Северной и Южной Америки — по В. П. Смирнову, Л. М. Рыженко (1958 г.), В. А. Кузнецову (1970 г.) и Е. А. Радкевич [1977].

1—3 — области разновозрастной складчатости: 1 — альпийской (внутренние зоны Тихоокеанского рудного пояса), 2 — мезозойской (внешние зоны Тихоокеанского рудного пояса), 3 — палеозойской и древние платформы; 4 — область распространения медного оруденения; 5, 6 — ртутные месторождения: 5 — собственно ртутные, 6 — медно-ртутные (1 — Орд, 2 — Пунтаки).

аллювиальных отложениях на территории развития ртутно-сурьмяных месторождений). Условия проявления здесь оловянной минерализации такие же, как и вольфрамовой: она развивается в участках кольцевых структур, для которых намечается связь с гранитоидным магматизмом; по-видимому, как и в случае с вольфрамом, эта связь генетическая.

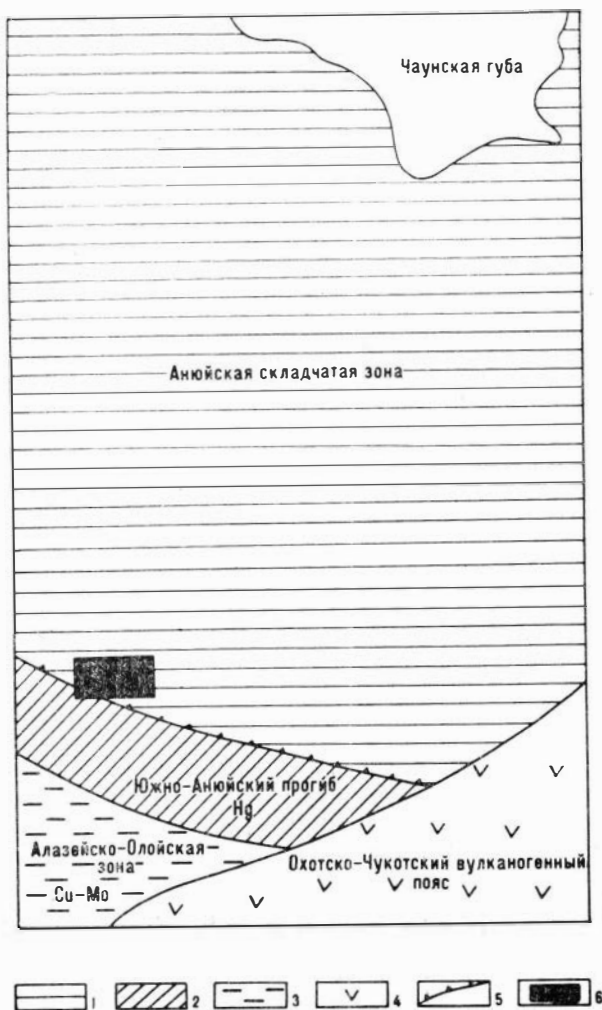
При рассмотрении геохимических связей олова с ртутью следует вспомнить Мяо-Чанский рудный район, долго рассматривавшийся как пример комплексного ртутно-оловянного оруденения. Детальные исследования проведены здесь З. В. Сидоренко, В. И. Бергером, Л. Я. Ефременко, О. П. Ивановым, Э. А. Ефременко и другими. Установлено, что

оловянное оруденение здесь тесно связано с графитоидами, ртутное оруденение имеет независимое происхождение. Последнее принадлежит Кум-Амгуньской сурьмяно-ртутной зоне, которая приурочена к зоне глубинных разломов и захватывает Мяо-Чанский оловорудный район. Совмещение двух типов оруденения здесь вызвано общностью путей миграции гидротермальных растворов, формирующих оловянное и ртутное оруденение, но источники металлов (и возраст их) различны.

Медь. Практически постоянно присутствует в тех или иных количествах в рудах ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, вплоть до образования блеклорудно-киноварных и швацито-киноварных месторождений. Размещение последних в структурах Земли закономерно. Они являются составной частью ртутных поясов, приуроченных к разломам мантийного заложения и формируются на фоне развития в регионе медного оруденения, представленного либо медистыми песчаниками, либо различными типами гидротермальных медных месторождений, связанных с гранитоидами. Например, месторождение Рудяны в ЧССР расположено в полосе развития медьсодержащих красноцветных отложений перми, а месторождение Тепар в Средней Азии и месторождения такого же типа

Рис. 7. Структурная позиция швацитового месторождения Кульпольней (Чукотка).

1 — Анюйская складчатая зона; 2 — Южно-Анюйский прогиб; 3 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная зона; 4 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 — Мало-Анюйский глубинный разлом; 6 — район медно-ртутного месторождения Кульпольней.



в Алтае-Саянской ртутной провинции локализованы в аналогичных породах девона. Месторождения же Орд и Пунитак на Американском континенте образовались в участках пересечения американской ветки Тихоокеанского ртутного пояса (соответствующего областям развития альпийской и мезозойской складчатости) с рудными зонами медного профиля (рис. 6), где медное оруденение представлено пластовыми месторождениями медных вкрапленных руд в вулканогенных отложениях, меднопорфировыми, скарновыми месторождениями и др. Таково же положение месторождения Кульпольней на Северо-Востоке СССР (рис. 7); здесь наблюдается совмещение ртутного оруденения Южно-Анюйского прогиба — тектонической структуры глубокого заложения — с медно-порфировым оруденением Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной зоны (медно-порфировое оруденение описано здесь И. Г. Павловой [1978]). Описанную ситуацию на блеклорудно-киноварных месторождениях, очевидно, можно объяснить поступлением ртути по зонам глубинных разломов и заимствованием меди из осадочных или гидротермальных образований с рудными или просто повышенными концентрациями этого металла.

Заимствование меди происходит не только при образовании оруденения блеклорудно-киноварного типа, где медная минерализация проявлена в промышленных количествах, но и при формировании других типов ртутных месторождений, в которых медь установлена лишь минералогически. Процесс заимствования меди из вмещающих пород установлен при изучении молодой ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева на о. Кунашир, где в гидротермально измененных породах — опалитах — наблюдается заметное уменьшение содержаний меди по сравнению с неизмененными лавами, а в колчеданных рудах, наоборот, — обогащение (рис. 8). Эта медь реализовалась на образование халькозина, ковеллина, самородной меди и медных оксидов и гидроксидов.

Кобальт и никель. Сульфиды этих элементов неоднократно описаны в ртутных месторождениях листовитового типа [Кузнецов и др., 1978; Jadranin, Rakic, 1965; и др.]. Иногда их развитие столь значительно, что формируются комплексные никель-кобальт-ртутные и никель-ртутные месторождения (Вакаяма в Японии и Никуштак в Югославии).

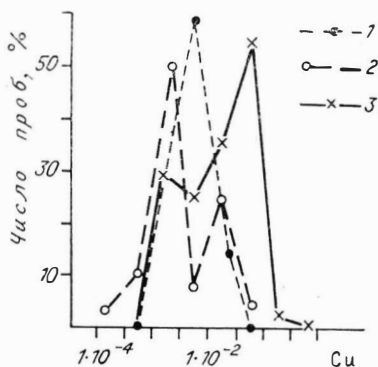


Рис. 8. Графики распределения меди в лавах гидротермально измененных породах и рудах вулкана Менделеева.

1 — лавы; 2 — опалиты; 3 — колчеданные руды.

Мы обобщили данные о распределении кобальта и никеля в рудах и околорудно измененных породах в ртутных месторождениях джаспероидного, кварц-диккитового и лиственитового минеральных типов (табл. 1). Содержания каждого из этих элементов в таблице приводятся совместно для руд и метасоматитов, поскольку они развиты, в большей и меньшей степени, то в рудах, то в метасоматитах. Кроме того, суммированы данные о развитии собственных кобальтовых и никелевых минералов и о распределении кобальта и никеля в других рудных минералах ртутных месторождений по тем же минеральным типам (табл. 2). Анализ этих таблиц однозначно свидетельствует об обогащении кобальтом и никелем ртутных месторождений лиственитового типа. Не вызывает сомнения, что эти элементы, типоморфные для ультрабазитов, заимствовались в процессе рудообразования из вмещающих ультраосновных пород.

Наличие редких выделений собственных кобальтовых и никелевых минералов и кобальт- и никельсодержащего пирита в месторождениях кварц-диккитового минерального типа (см. табл. 2), очевидно, также свя-

Таблица 1

Кобальт и никель в метасоматитах и рудах ртутных месторождений

Основной тип	Гидротермально измененные породы, вмещающие орудочение	Содержания элементов в метасоматитах и рудах, %		Основная форма нахождения кобальта и никеля	Месторождение
		кобальт	никель		
Джаспероидный	Кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-флюоритовые апокарбонатные метасоматиты (джаспероиды)	$3 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-2}$	Рассеянная форма в породах, примеси в сульфидах сурьмы, ртути, мышьяка и железа	Хайдарканское Чаувайское
Кварц-диккитовый	Кварцевые, кварц-диккитовые, кварц-гидросланцевые апопесчанниковые, реже апоалевролитовые метасоматиты	$3 \cdot 10^{-4}$ — $7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$ — $4 \cdot 10^{-2}$	Примеси в сульфидах железа, реже в сульфидах ртути, сурьмы и мышьяка	Никитовское Сахалинское Дальнее Звездочка Западно-Палаянское
Лиственитовый	Кварцевые, поликарбонатно-кварцевые, оналполикарбонатные апосерпентинитовые листвениты, а также апосерпентинитовые аргиллизиты	$8 \cdot 10^{-3}$ — 0,1	$5 \cdot 10^{-2}$ — 1,0	Собственные минералы никеля и кобальта, никель- и кобальтсодержащие пирит, марказит, галлуазит и другие глинистые и слюдяные минералы	Тамватнейское Карачатырская группа (включая Чонкойское) Карагинское Агятагское Шорбулагское Маметченское Матачингайское

Примечание. Таблица составлена по данным авторов; использованы также материалы Г. С. Симкина, Л. Я. Крапиви, В. А. Каменщикова, А. П. Мелешко и Ю. Е. Баразова.

Кобальт и никель в минералах ртутных месторождений

Основной тип	Собственные минералы кобальта и никеля	Кобальт- и никельсодержащие минералы (Со и Ni от n до 0, n %)	Минералы, содержащие кобальт и никель в количествах менее 0,0 n %	Месторождение
Джаспероидный	Не установлены	Не установлены	Пирротин Халькопирит Пирит Арсенопирит Гематит	Хайдарканское Чаувайское
Кварц-дикки-товый	Миллерит Линнеит	Пирит	Халькопирит Марказит Арсенопирит Гематит	Никитовское Сахалинское Дальнее Звездочка Западно-Палайское
Лиственитовый	Миллерит Бравойт Герсдорфит Линнеит Зигенит Пентландит Полдимит Виоларит Ваэсит Заратит Сульфаты никеля Эритрин	Пирротин Пирит Марказит еллин- гит	Халькопирит Арсенопирит Галлуазит Киноварь Антимонит Реальгар	Агятагское Шорбулагское Карачатырская группа (включая Чонкойское) Чаган-Узунское Красная горка Кыз-Хыш-Тубек Курумду-Айры Чазадыр Тамватнейское Маметченское Матачингайское Карагинское Светлое Авала Никюштак Нью-Идрия Клау Ваказяма

Примечание. Таблица составлена по материалам авторов: с использованием данных А. П. Большакова, В. И. Васильева и др., П. В. Бабкина, В. И. Зубова, О. В. Вершковской, В. Ю. Волгина, Б. А. Исходжаева и Л. Я. Крапивы.

Разрядкой показаны редко встречающиеся минералы, полужирным шрифтом — распространенные, остальные являются широко распространенными.

зано с выщелачиванием этих элементов из вмещающих пород; на это указывают, в частности, ореолы выщелачивания кобальта и никеля, описанные Е. П. и Г. П. Захаровыми в 1983 г. на некоторых ртутных месторождениях.

Молибден не типичен для ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. Повышенные его содержания, в 5 раз превышающие фоновые, и спорадические находки молибденита установлены в ртутных месторождениях Карачатырской группы — Чонкойском и Карачатырском. По-видимому, молибден заимствовался из вмещающих пород при рудообразовании; известно, что углисто-глинистые и кремнистые сланцы силура, развитые в районе этих месторождений, обогащены молибденом [Асаналиев, 1984].

Фтор. Типичный элемент некоторых ртутных провинций, но отнюдь не характерен для ртутно-сурьмяного рудообразования вообще. Флюоритовая специализация известна для ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса (Хайдаркан, Чаувай, Абшир, Кадамжай и др.).

При обсуждении источников фтора здесь необходимо учесть следующие обстоятельства. Во-первых, в южной части провинции известны собственно флюоритовые месторождения, сопровождающиеся редкометалльной минерализацией, связанной генетически с гранитоидными батолитами. Во-вторых, крупные концентрации флюорита на ртутно-сурьмяных месторождениях развиты при наличии кольцевых структур, которые, как уже указывалось выше, сопровождаются проявлениями кислого магматизма или щелочного магматизма кислого ряда (Абшир, Хайдаркан, Чаувай и др.). В-третьих, в полях развития флюорита отмечены находки берилла и топаза (Хайдарканское месторождение). Кроме того, на некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях этой провинции в первичных ореолах отмечаются контрастные аномалии лития, рубидия, цезия, которые весьма характерны для гранитоидов повышенной щелочности, развитых на юге региона. Все изложенное позволяет нам присоединиться к представлениям, согласно которым основная флюоритизация и джаспероидизация на этих ртутно-сурьмяных месторождениях формируются как следствие низкотемпературной «грейзепизации», имевшей место до процесса собственно ртутного рудообразования. По-видимому, фтор здесь связан с гранитоидным магматизмом. Возможно, что взаимоотношения ртути и фтора близки такому для ртути и сурьмы: источники ртути находятся на больших глубинах, чем фтор. А комплексное оруденение этих двух элементов (обычно с сурьмой) образуется в участках совмещения путей их миграции в процессах, возможно даже одновременных: не исключено, что основная флюоритизация связана с верхнепалеозойской активизацией, а ртутно-сурьмяное оруденение с флюоритом — с мезозойской.

Сера. Изучение источников серы включало анализ региональной позиции ртутных провинций и реконструкцию палеогеогеологической обстановки рудообразования, т. е. палеоартезианских бассейнов; при исследовании широко привлекались данные по изотопному составу серы. В сферу изучения были вовлечены ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения основных планетарных ртутных поясов: Средиземноморского, Тихоокеанского и Центрально-Азиатского (см. также статью Н. А. Озеровой, В. И. Бергера и др. в настоящем сборнике).

Суммируя полученные материалы, следует подчеркнуть два обстоятельства. Первое из них: особенности распределения изотопного состава серы в рудах ртутных и сурьмяных месторождений не связаны с их размещением в планетарных структурах Земли, а зависят от конкретной геологической обстановки; не представляли исключения в этом отношении месторождения, приуроченные к гипербазитовым поясам, и вулканогенные месторождения. Второе: совокупность изотопных и геологических данных позволяют прийти к заключению об определяющей роли коровых источников серы в формировании разнотипного ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения (при употреблении здесь термина «коровая» сера имеется в виду та ее часть, которая связана с осадочной оболочкой Земли). Мы не можем исключить участие мантийной серы в ртутном рудообразовании вообще, особенно в случае соответствия изотопного состава серы метеоритному стандарту, однако во всех изученных подобных случаях он может быть логично объяснен и с позиции корового ее происхождения. Примеров такой интерпретации с привлечением различного рода геолого-минералогических и геохимических материалов приведено достаточно [Озерова, 1986].

Исследование источников серы позволило выделить новый региональный фактор в размещении ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения. В свете полученных данных ртутное оруденение формируется при наличии в регионе нефтегазоносных бассейнов или впадин с эвапоритами и признаками нефтегазоносности, поставляющих сульфидную и сульфатную серу в составе подземных вод в зону ртутного рудообразования.

Угледородные соединения. Парагенезис ртути и углеродородов (твердых, жидких и газообразных)— хорошо известная и весьма харак-

терная черта ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. Эти данные были суммированы при рассмотрении источников серы ртутно-сурьмяных месторождений [Озерова, 1986]. Показана важная роль органического вещества в продуцировании сероводорода, участвующего в процессах рудообразования. Поэтому одна из важных предпосылок формирования крупных концентраций сульфидов ртути — наличие в районе пород, обогащенных органическим веществом, или нефтей. Они и являются источником битумных веществ, ассоциирующих с ртутными рудами.

К числу примеров широкого развития углеводородов на ртутных месторождениях следует присовокупить и Тамватнейское месторождение. В последние годы здесь проводились детальные исследования битумоидов.

Выяснено, что на всех стадиях гидротермального процесса углеводородные соединения принимали активное участие. В рудах и ореольном пространстве обнаружены графит, антракосолиты, кериты и растворимые в хлороформе твердые аморфные и кристаллические, вязкие и жидкие битумоиды нефтяного ряда; в газовой-жидких включениях в рудных минералах — метан. Методами люминесцентной битуминологии установлены следующие типы веществ (по классификации В. Н. Флоровской): легкие маслянистые (тип А), маслянистые (Б), смеслянисто-смолистые (В), смолистые (Г), смолисто-асфальтеновые (Д). По спектрам флюоресценции в хлороформных вытяжках определено более 20 полициклических ароматических углеводородных соединений. Некоторые из них представлены минеральными фазами — карпатитом ($C_{24}H_{12}$) и идриалином ($C_{22}H_{14}$) — и наблюдаются в тесной ассоциации с рудными минералами [Горчаков и др., 1981]. Результаты исследования битумоидов на различных участках месторождения представлены на рис. 9.

Если обратиться к региональной позиции этого месторождения, то оно расположено в южном борту Анадырского нефтеносного бассейна [Иванов, Москвин, 1964; и др.], который уже существовал ко времени рудообразования. Поэтому естественно предполагать разгрузку нефтяных вод этого бассейна по зоне глубинного разлома и их участие в процессах рудообразования; с ними связано поступление сероводорода, фиксировавшего рудные элементы, поступающие по глубинному разлому, в виде сульфидных руд. Свидетельства участия нефтяных вод в рудообразовании — широкое развитие битумов на территории Тамватнейского месторождения.

Изучение источников серы уже на первых этапах привело к важному выводу, отличному от существовавших представлений, о широком участии подземных вод в ртутно-сурьмяном рудообразовании [Озерова и др., 1967]. Последующие работы в этом направлении подтвердили это положение для многих изученных месторождений, принадлежащих основным ртутным поясам: Средиземноморскому, Центрально-Азиатскому и Тихоокеанскому [Озерова, 1986]. Это и не удивительно, так как ртутные месторождения формируются в поздние стадии развития подвижных зон земной коры, когда уже сформировались артезианские бассейны с мощной осадочной толщей, часто нефтегазоносные и с проявлениями эвапоритов.

Важную информацию дают материалы по изотопному составу кислорода, водорода и углерода жильных минералов и законсервированных растворов; эти данные З. Баогуи и Л. Вейи по стратиформным ртутным месторождениям Китая, Е. К. Лазаренко, Б. С. Панова и В. И. Павличкина по Донбассу, Б. С. Панова, В. А. Корчамагина и В. И. Купенко по новому Донецкому рудопроявлению в Кальмиус-Торецкой впадине, Ю. А. Борщевского, А. А. Оболенского, А. С. Борисенко и С. Л. Борисовой по месторождениям Алтае-Саянской области, Д. Уайта с коллегами по современным термальным водам Калифорнии, формирующим ртутную минерализацию, В. С. Брезгунова с соавторами по ртути содержащим гидротермам вулкана Менделеева и т. д. Они убедительно свидетельствуют о весьма существенной, определяющей, роли подземных вод — как захороненных морских и рассольных, так и метеорных — в ртутном рудо-

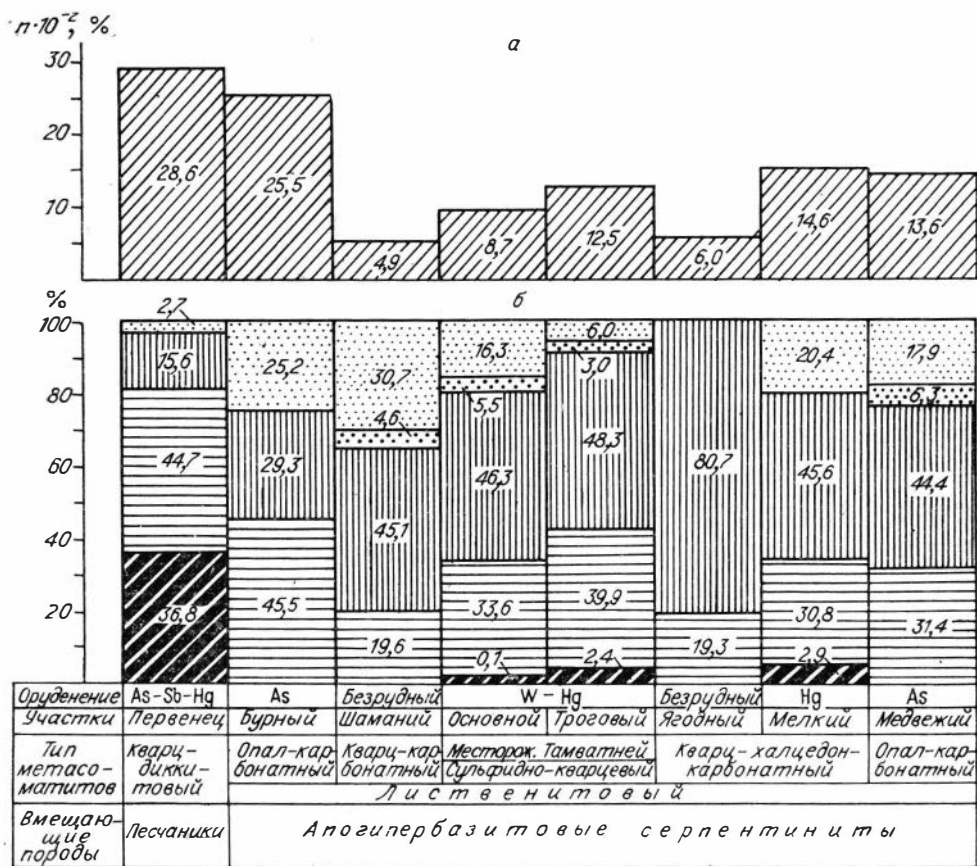


Рис. 9. Распределение битумоидов в рудах Тамватнейского месторождения.

а — среднее содержание битумоидов в рудах различного состава; б — соотношение типов битуминозных веществ. 1 — легкий маслянистый, 2 — маслянистый, 3 — маслянисто-смолистый, 4 — смолистый, 5 — смолисто-асфальтеновый типы.

образовании. Это же подтверждается исследованиями состава газожидких включений (данные В. П. Федорчука и И. Н. Масловой, Л. А. Банниковой, Т. М. Сущевской и Б. И. Волкова, А. С. Борисенко и А. А. Оболенского, З. Я. Церцвадзе, Б. В. Зацхи, З. Баогуи и Л. Вейи) и водных вытяжек (В. И. Бергер, З. Я. Церцвадзе, В. Г. Кузьмин, Б. В. Зацхи и др.). В последние годы выяснением природы рудообразующих растворов и роли подземных вод в формировании месторождений ртути, а также нертутных, составляющих в целом сообщество рудных формаций мезозойского этапа тектономагматической активизации, целенаправленно занимается сибирская школа ртутников [Борисенко и др., 1984, 1987; Оболенский, 1985]. Полученные ими данные также свидетельствуют о важной роли подземных вод в формировании ртутных и сопряженных с ними месторождений. Не будем подробно останавливаться на этих работах, а проиллюстрируем положение на примере месторождения Рудняны (Спишско-Гемерское Рудогорье). Оно детально изучалось Я. Бернардом, Б. Цамбелом, Ц. Варчеком и др.

Это сложное по составу — сидерит-барит-медно-ртутное — месторождение. Рудообразование на месторождении представляло собой весьма длительный процесс и, по-видимому, обязано своим происхождением проявлению нескольких металлогенических эпох. Месторождение сформировалось в четыре эпохи рудообразования. Собственно сидеритовое оруденение на некоторых месторождениях в регионе рассматривается как

Результаты исследования газовой-жидких включений в минералах месторождения Рудняны

Стадия минерализации	Минерал	Характеристика образца	Номер образца	Температура гомогенизации, °С	Концентрация по данным криометрического анализа, мас. %		
					NaCl	CaCl ₂	NaCl _{экв}
Сидеритовая	Кварц-I	В виде обломков в крупнокристаллическом сидерите	1	40—60	—	—	19
			2	50—70	15	11	—
				3	40—80 50—90	10 7	17 21,5
Кварц-турмалиновая	Кварц-III	В виде тонких прожилков совместно с турмалином среди выделений сидерита и кварца-II	11	70—155	—	—	—
			Кварц-сульфидная	Кварц-IV	Прожилковидные выделения и метакристаллы в тесной ассоциации с блеклой рудой и киноварью	4	90—135
—	—	17,0				7	—
5	110—150	14,5				12,5	—
6	80—145	—				—	21
6	—	18,5				6,5	—
7	100—150	15				11,5	—
8	105—165	11				15	—
8	105—165	11,5				15	—
8	135—165	14,5				15	—
9	110—150	15				11,5	—
Киноварь	Киноварь		10	110—125	—	—	22,5

первично-осадочное, т. е. палеозойское (на месторождении Рудняны оно переотложенное, гидротермальное), — турмалиновая минерализация имеет региональное распространение и проявилась в связи с мезозойскими гранитами; киноварно-блеклорудное оруденение — наиболее позднее (140 млн лет).

Чтобы охарактеризовать рудоносные растворы, исследовались температура и состав газовой-жидких включений в кварце и киновари, где установлены первичные и первично-вторичные включения; в сидерите, анкерите и барите обнаружены лишь вторичные включения. Температура гомогенизации включений в кварце и киновари из рудных жил находится в пределах 40—165 °С (табл. 3); эти температуры принимаются за истинные, поскольку низкие давления позволяют пренебречь поправками на давление. Изучение состава минералообразующих растворов, проведенное известными методами криометрического анализа (см. табл. 3) и анализа водных вытяжек (табл. 4) [Борисенко, 1977], показало, что преобладающими компонентами растворов, законсервированных во включениях, являются хлориды натрия и кальция. Концентрации этих компонентов колеблются в значительных пределах, хотя общая минерализация растворов меняется незначительно: от 19 до 29,5 мас. % (см. табл. 3). Кроме того, по результатам исследования водных вытяжек в растворах включений установлены KCl и MgCl₂ и незначительное количество сульфатов и HCO₃⁻; качественно в растворах водных вытяжек из кварца II обнаружены йод и бром.

Результаты исследования водных вытяжек из кварца-II рудных жил месторождения Рудняны, мг/л

Катион	1	2	Анион	1	2
Na ⁺	18,56	13,20	Cl ⁻	39,83	40,35
K ⁺	1,41	1,12	SO ₄ ⁻	Сл.	Сл.
Ca ⁺⁺	12,3	21,56	HCO ₃ ⁻	0,85	0,40
Mg ⁺⁺	0,80	1,11			
Σ	33,07	36,99	Σ	40,68	41,05

П р и м е ч а н и е. Качественно в растворах водных вытяжек установлены I⁻ и Br⁻.

Проведенный комплекс исследований показал, что на ранних стадиях формирования месторождения Рудняны, соответствующих отложению сидерита и анкерита, минералообразование происходило при сравнительно низких температурах (ниже 100 °С) из концентрированных хлоридно-натриево-кальциевых растворов; на заключительных стадиях, сформировавших основное сульфидное оруденение (в том числе блеклорудно-киноварное), температура минералообразования повысилась (до 165 °С), но растворы имели тот же состав и близкую концентрацию. На наш взгляд, это прекрасный пример участия рассольных вод, отвечающих по составу рассолам вмещающей гипсодержающей красноцветной толщи перми, в длительном и сложном пути формирования месторождения, охватывающего, как полагают, несколько металлогенических эпох.

Резюмируя изложенное выше об источниках вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, подчеркнем следующее. Источники этих месторождений включают как мантийные составляющие, так в значительной степени и коровые — различных уровней генерации мантии и земной коры. Весьма существенна, иногда определяющая, роль подземных вод (как захороненных морских и рассольных, так и метеорных) в ртутном и ртутно-сурьмяном рудообразовании. Появление тех или иных ассоциаций элементов, обуславливающих геохимический облик месторождений, предопределено геологической историей развития соответствующих регионов, включающей литогенез, магматизм, метаморфизм, тектогенез и предшествующий рудогенез. Поэтому выявлять причины возникновения тех или иных геохимических ассоциаций в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях следует на фоне общего развития регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксененко В. В. О горизонтальной зональности эндогенного оруденения в Южной Фергане // Труды Управления геологии КиргССР.— Фрунзе: Киргизстан, 1974.— Сб. 3.— С. 71—75.
- Алексеев Д. Н. Эволюция рудогенеза в развитии геологических формаций Забайкалья // Геохронология и проблемы рудообразования.— М.: Наука, 1977.— С. 193—205.
- Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1984.— 287 с.
- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).— М.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.
- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 26—27.
- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 171 с.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А., Лебедев В. И. Основные черты генетических моделей эпitherмальных серебряных месторождений // Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 107—119.

- Горчаков П. Н., Лишневский Э. Н. Магматизм и вольфрамовое оруденение в листовенных Тамватнейского рудного узла в свете геофизических данных // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 253, № 6.— С. 1418—1421.
- Горчаков П. Н., Хомяков А. П., Шацкая Н. С. Карпатит и идирилин — типоморфные минералы вольфрамово-ртутных руд Тамватнейского месторождения (Чукотка) // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 257, № 2.— С. 432—435.
- Денисенко В. К. Месторождения вольфрама.— М.: Недра, 1978.— 142 с.
- Иванов В. В., Москвин Я. Г. Характер распределения битумоидов в мезозойских и кайнозойских отложениях юго-западного участка Анадырской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика.— 1964.— № 10.— С. 30—34.
- Исанов Р. Р. Ртутно-сурьмяное оруденение Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1985.— 127 с.
- Кугураков Л. Н. О наличии сквозных рудоконтролирующих структур в Туркестано-Алае // Изв. вузов. Сер. геол.— 1971.— № 1.— С. 62—66.
- Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А., Щербань П. П. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 295 с.
- Манучарянц Б. О., Баранов Ю. Е. Структуры Южной Киргизии, перспективные на ртутное и сурьмяное оруденение // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях.— М.: Недра, 1987.— С. 60—61.
- Металлогения ртути.— М.: Недра, 1976.— 256 с.
- Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Условия размещения и вопросы металики прогнозирования.— Фрунзе: Илим, 1969.— 234 с.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
- Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1986.— 232 с.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования.— М.: Наука, 1976.— С. 84—105.
- Озерова Н. А., Головия С. В., Шкина Н. Д. Особенности распределения ртути в эфлогитах // Геохимия.— 1974.— № 8.— С. 1247—1251.
- Озерова Н. А., Илущин И. П., Головия С. В. и др. Ртуть в кимберлитах / Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород.— М.: Наука, 1976.— С. 166—185.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 271 с.
- Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение // Труды управления геологии Киргизской ССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— Сб. 2.— С. 65—76.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса // Уч. зап. Среднеазиатского ин-та геологии и минерального сырья.— 1961.— Вып. 6.— С. 29—48.
- Полярков В. Э. Ртуть и сурьма.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 208 с.
- Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.— 176 с.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Вопросы геологии Тянь-Шаня.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959.— Т. 1.— 370 с.
- Розенблюм И. С. Геолого-структурные условия локализации ртутного оруденения в северной части Анадырско-Корякской складчатой системы.— М.: Недра, 1975.— 26 с.
- Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути.— М.: Наука, 1972.— 336 с.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы.— Л.: ЛГУ, 1960.— 219 с.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии.— М.: Госгеолтехиздат, 1947.— 80 с.
- Стахеев Ю. П., Лаврухина А. К., Стахеева С. А. Космическое распространение ртути // Геохимия.— 1975.— № 9.— С. 1390—1398.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1973.— Вып. 10.— С. 49—65.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения.— М.: Недра, 1964.— 287 с.
- Федорчук В. П. Геология ртути.— М.: Недра, 1983.— 270 с.
- Федорчук В. П. Геология сурьмы.— М.: Недра, 1985.— 267 с.
- Фурсов В. З. Ртуть — индикатор при поисках рудных месторождений.— М.: Наука, 1977.— 143 с.
- Шило Н. А., Бабкин П. В., Копытин В. И. Металлогения ртути северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1978.— 236 с.
- Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.— 325 с.

- Эндогенные источники рудного вещества/Ред. Чухров Ф. В.— М.: Наука, 1987.— 246 с.
- Яблонская Н. А. Использование космических снимков для изучения тектоники и прогнозирования сурьмяно-ртутного оруденения на Южном Тянь-Шане // Исследование Земли из космоса.— 1982.— № 6.— С. 11—19.
- Яблонская Н. А., Мелешко А. И. Прогноз ртутных месторождений на основе комплексной интерпретации результатов космических снимков и геохимических данных (на примере Хайдарканского рудного поля) // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1981.— № 1.— С. 60—66.
- Decate V. G. Tungsten occurrences in India and their genesis // Econ. Geol.— 1967.— Vol. 62, N 4.— P. 556—571.
- Höll R. Genese und Alterstellung von Vorkommen der Sb—W—Hg Formation in der Turkei und auf Chios (Griechenland).— München. 1966.— Bd 199.— S. 111.
- Höll R. Time and stratabound early paleozoic scheelite, stibnite and cinnabar deposits in the Eastern Alps // Geologisches Bundesanstalt. Proceedings of 3rd JSMIDA.— Wien 1979.— Hf. 3.— S. 369—387.
- Jadranin D., Rakic S. Ni-paragenesis in the Seplij Stena Mercury Mine // Vestrnik zavoda za geologika i geofizika istrazivanja. Ser. A.— 1965.— N 22—23.— P. 139—145.
- Jeffery P. G. The geochemistry of tungsten with special reference to the Uganda Protectorate // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1959.— Vol. 16.— P. 278—291.
- Maucher A. Die Antimon-Wolfram-Quecksilber und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik // Freiburger Forschungshefte, 1965.— Reihe C — 186.— S. 173—187.
- Ozerova N. A., Kvasha I. G., Bulkin G. A., Aidinian N. Kh. Certain peculiarities in the distribution of mercury in meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— Vol. 37.— P. 569—582.
- Pääkkönen V. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinaioki, Finland // Bull. Commis. Geol. Finland.— 1966.— N. 225.— 70 p.
- Reed G. W. Mercury (80) // Handbook of Elemental Abundances in Meteoritic Matter.— 1971.— P. 487—491.
- Reed G. W., Jovanovic S. Hg¹⁹⁶ and Hg²⁰² isotopic ratios in chondrites // J. Inorg. Nucl. Chem.— 1969.— V. 31.— P. 383—388.
- Tweto O. Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado // Econ. Geol.— 1960.— Vol. 55, N 7.— P. 1406—1428.

А. С. Борисенко

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В Алтае-Саянской складчатой области широко распространен комплекс генетически родственных эпипермальных месторождений, относящихся к мышьяково-сурьмяно-ртутной, никель-кобальтовой арсенидной, серебро-сульфосольной, флюоритовой, жильной баритовой и свинцово-цинковой рудным формациям. Большинство из них тесно связано с интенсивно прошедшими в этом регионе процессами мезозойской тектономагматической активизации, сопровождающейся базальтоидным и щелочно-базальтоидным магматизмом, с которым предполагается парагенетическая связь эпипермального оруденения [Кузнецов, 1967; Кузнецов, Васильев и др., 1978; Рудные формации Тувы, 1981; Оболенский, Оболенская, 1982; Борисенко и др., 1984]. Рудные формации мезозойского этапа тектономагматической активизации этого региона образуют единый последовательный генетический ряд (никель-кобальтовая арсенидная — свинцово-цинковая — флюоритовая — серебро-сульфосольная — мышьяково-сурьмяно-ртутная), формирование и полнота проявления которого связываются с режимом дегазации рудогенерирующих очагов, множественностью источников рудообразующих веществ, металлогенической специализацией рудных провинций и физико-химическими условиями рудоотложения [Оболенский, 1985]. В Алтае-Саянской складчатой области такой генетический ряд рудных формаций наиболее полно и широко представлен

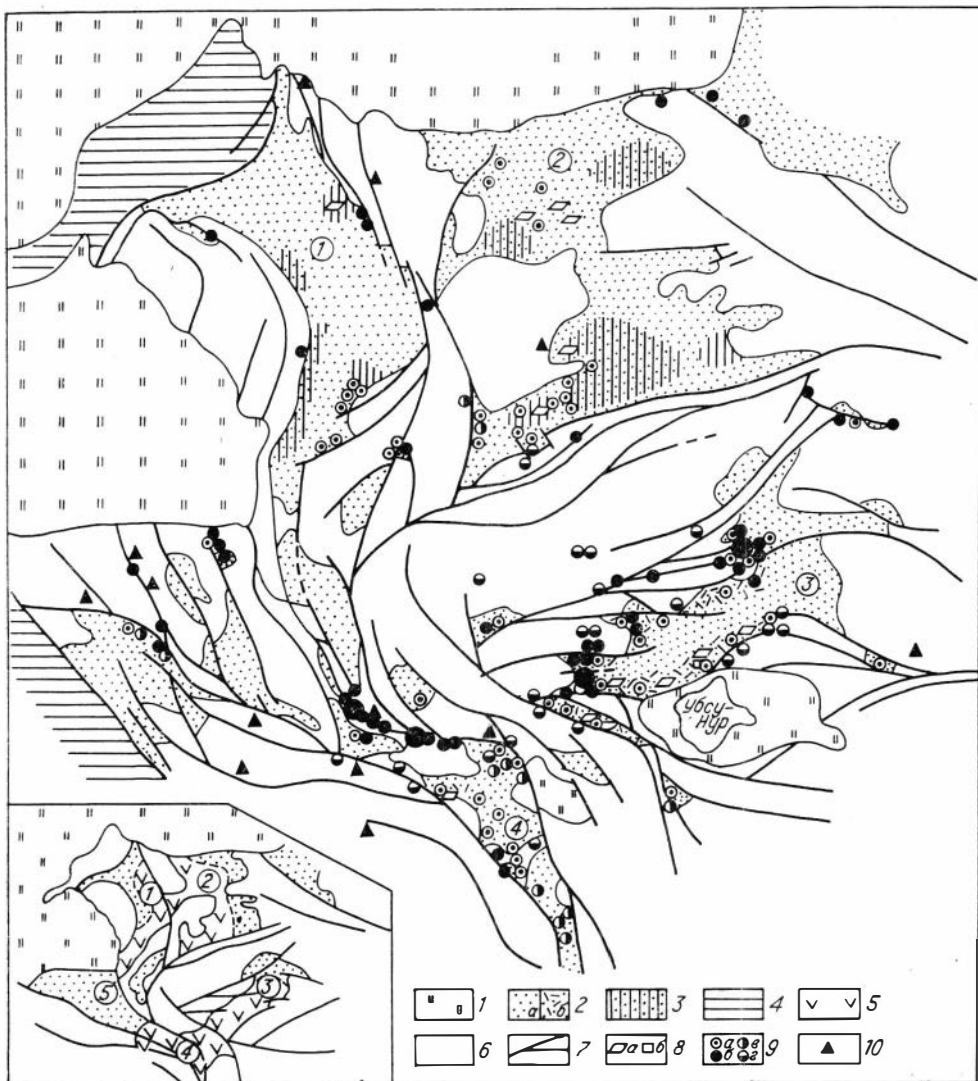


Рис. 1. Схема размещения мезозойского эпитермального оруденения Алтае-Саянской области.

1 — кайнозойские отложения; 2 — девонские аффузивно-осадочные и осадочные отложения (а), красноцветные, терригенные отложения, содержащие гипсоморфозы каменной соли (б); 3 — районы распространения нефте- и битумопроявлений; 4 — герциниты; 5 — площади вероятного развития девонских галогенных отложений к началу мезозоя (см. врезку); 6 — каледониды и более древние образования; 7 — разломы; 8 — проявления и месторождения гипса (а) и каменной соли (б) среди девонских отложений; 9 — рудные формации: баритовая жильная (а), ртутная (б), серебро-сульфосольная (в), никель-кобальтовая арсенидная и медно-кобальтовая сульфосольно-сульфоарсенидная (г); 10 — проявления антимонитовой минерализации. Цифры в кружках — герцинские прогибы: 1 — Кузнецкий, 2 — Минусинский, 3 — Тувинский, 4 — Юстыдский, 5 — Ануиско-Чуйский.

на территории Юго-Восточного Алтая, Тувы и прилегающих районов МНР (рис. 1).

Возраст эпитермального оруденения этих формационных типов по геологическим и геохимическим данным определяется как мезозойский (постнижнеюрский). Это доказывается наложением медно-кобальтовой, серебро-сульфосольной, баритовой и жильной свинцовой минерализации на нижнеюрские отложения [Широкушкин, Тюлькин, 1971; Кузнецов, Оболенский и др., 1978], ртутного и свинцового оруденения — на дайки лампрофиров чуйского комплекса, абсолютный возраст которых оценивается в 220—180 млн лет [Оболенская, Фирсов, 1966; Оболенская, 1971], а также данными по абсолютному возрасту околорудных метасоматитов ртутных месторождений региона — 180—150 млн лет [Кузнецов, Васильев и др., 1978].

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Пространственное размещение эпитеpмального оруденения Алтае-Саянской складчатой области характеризуется, как известно, тремя основными закономерностями:

приуроченностью к зонам глубинных разломов и сопряженных с ними разрывных нарушений;

преимущественной локализацией в структурах обрамления наложенных герцинских прогибов, выполненных девонскими отложениями;

приуроченностью различных типов эпитеpмального оруденения к определенным структурно-литологическим уровням.

Связь с зонами глубинных разломов — главных рудоконтролирующих структур Алтае-Саянской складчатой области — наиболее четко выражена для ртутных, никель-кобальтовых арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений, заметно слабее — для баритовых и эпитеpмальных свинцово-цинковых. Приуроченность оруденения к глубинным структурам предопределяет линейный характер основных металлогенических зон региона: Кузнецко-Алтайского ртутного пояса, Сарасинской и Курайской ртутных зон, Убсунур-Ховуаксинской и Шапшальской кобальтоносных зон и т. д. [Кузнецов, 1967; Кузнецов, Васильев и др., 1978; Рудные формации Тувы, 1981; и др.]. Наиболее насыщены рудой те интервалы зон глубинных и крупных региональных разломов, где они выступают в качестве структур обрамления различного рода унаследованных или наложенных девонских прогибов и впадин (см. рис. 1). В ряде случаев эпитеpмальная минерализация тяготеет к небольшим приразломным грабенам, выполненным отложениями девонского возраста. Все это определяет неравномерное узловое размещение оруденения в линейных металлогенических зонах.

Приуроченность эпитеpмального оруденения к девонским депрессиям наиболее ярко выражена в Тувинском прогибе, который по периферии достаточно четко оконтурен проявлениями ртути, никеля, кобальта и барита. Ртутные месторождения Тувы связаны в основном с субширотными нарушениями, сопряженными с Хемчикско-Куртушубинским глубинным разломом — главной рудоконтролирующей структурой района. При этом подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений локализовано в участках пересечения этими нарушениями девонских отложений Тувинского прогиба, в то время как среди нижнепалеозойских пород фундамента прогиба отмечаются лишь незначительные по масштабу проявления и точки минерализации.

Значительная часть (около 70 %) эпитеpмальной минерализации Алтае-Саянской складчатой области располагается в вулканогенно-осадочных и терригенных породах девонского возраста. Так, среди девонских отложений и на контакте с ними в породах иного возраста локализовано около 95 % проявлений баритовой минерализации, 65 % — медно-кобальтовой, 60 % — никель-кобальтовой арсенидной, большинство проявлений серебро-сульфосольной минерализации, 55 % — ртутной, в том числе 90 % проявлений барит-Hg-блеклорудного и барит-киноварного типа (рис. 2). В породах этого стратиграфического уровня находится большая часть эпитеpмального свинцово-цинкового оруденения не только мезозойского, но и герцинского этапов [Тычинский, 1963]. Проявления и месторождения, локализованные в породах додевонского возраста или юры, приурочены, как правило, к разломам, обрамляющим различного рода прогибы и впадины, выполненные девонскими отложениями, и располагаются от последних на незначительном удалении.

Особенностью пространственного размещения эпитеpмального оруденения Алтае-Саянской складчатой области является приуроченность различных типов минерализации к определенным структурным уровням герцинских прогибов. Так, девонским отложениям, выполняющим эти

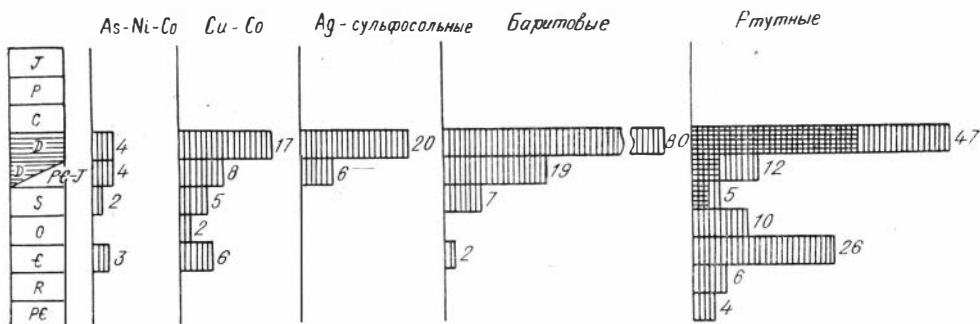


Рис. 2. Размещение эпitherмальных месторождений Алтае-Саянской области в породах разного возраста. Горизонтальной штриховкой обозначены месторождения барит-киноварного типа в числе других ртутных месторождений.

прогибы, свойственна баритовая, барит-киноварная, барит-Нг-блеклорудная, серебро-сульфосольная, свинцово-цинковая и в меньшей мере никель-кобальтовая арсенидная минерализация, а для нижнепалеозойских и докембрийских пород фундамента — мышьяково-сурьмяно-ртутная (антимонит-киноварная, реальгар-аурипигмент-киноварная, антимонитовая) и никель-кобальтовая арсенидная. Наиболее отчетливо это удастся проследить в конкретных рудных узлах или рудных зонах; к примеру, в Курайской ртутной зоне (Горный Алтай) в породах нижнего палеозоя и рифея широко развита антимонит-киноварная и антимонитовая минерализация (Акташ, Чаган-Узун, Курайское, Сурьмяный лог и др.), которая на юго-восточном фланге зоны в породах D_{1-2} сменяется барит-Нг-блеклорудной (Джылкыдал, Кокурун, Отсалар, Коксаир), а затем сидерит-сульфосольной ртутьсодержащей в средне-, верхнедевонских породах Юстыдского прогиба. Аналогичное зональное распределение эпitherмального оруденения по разрезу устанавливается в пределах Толбонурской зоны в Северо-Западной Монголии. В Терлигхайском рудном узле (Тува) в породах нижнего палеозоя развита преимущественно кинноварная и антимонит-киноварная минерализация (Пельорукское, Узунсайское, Оорашемское и др.), а среди нижне-, среднедевонских отложений — барит-киноварная и баритовая (Терлигхайское, Ортохем, Левобережное и др.). В некоторых кобальтоносных рудных узлах наблюдается тяготение никель-кобальтового арсенидного оруденения к нижнепалеозойским породам, а медно-кобальтового сульфосольно-сульфоарсенидного и баритового — к девонским (Ховуаксинский рудный узел, Кызыл-юкское рудное поле, район Абаканского месторождения и др.).

Столь явно выраженная пространственная приуроченность мезозойского оруденения к девонским прогибам неизбежно приводит к выводу о существовании причинной связи этих двух равновозрастных образований. Как показывают разносторонние геохимические исследования, характер такого пространственного распределения эпitherмального оруденения во многом обусловлен полигенностью источников рудного вещества и рудообразующих растворов.

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эпitherмальные месторождения рассматриваемых формационных типов относятся к числу объектов, для которых наиболее ярко выражена полигенность источников рудного вещества и рудообразующих растворов, что является, пожалуй, одной из типичных черт их генезиса. Как известно, для этих месторождений на большом фактическом материале обосновы-

ваются представления о глубинном эндогенном происхождении As, Sb, Hg и F и коровом заимствованном характере S, Pb, Zn, Ni, Co и других элементов [Озерова и др., 1967, 1976, 1986; Кузнецов, Оболенский, 1970; Озерова, 1977, 1986; Кузнецов, Васильев и др., 1978; Оболенский, 1975, 1985; Бергер, 1978; Борисенко и др., 1977, 1984]. В полной мере это относится и к эпитермальным месторождениям Алтае-Саянской складчатой области. Представления о глубинном источнике As, Sb, Hg и F достаточно корректно увязываются с геологической обстановкой формирования эпитермальных месторождений, геохимическими данными по распределению мышьяка, сурьмы и ртути в основных рудоконтролирующих структурах отдельных рудных районов и рудной провинции в целом, отчетливой приуроченностью месторождений к зонам глубинных разломов, парагенетической связью с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма [Кузнецов, Оболенский, 1970; Кузнецов, Васильев и др., 1978; Рудные формации Тувы, 1981; Борисенко и др., 1984]. Привнос этих элементов в зону рудоотложения связывается с поступлением глубинных эндогенных флюидов.

Для другой группы рудообразующих элементов (Cu, Pb, Zn, Ni, Co и S), основываясь на имеющихся к настоящему времени геохимических данных, более вероятным можно считать местное, коровое происхождение. Это подтверждают результаты определения изотопного состава свинца и серы руд, данные по геохимии вмещающих оруденение пород, а также особенности геологического строения и закономерности размещения эпитермальных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.

Изотопный анализ свинца ртутных, никель-кобальтовых арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений убедительно свидетельствует о заимствовании этого элемента из вмещающих пород [Троицкий и др., 1986]. С одной стороны, рудные свинцы месторождений этого региона существенно отличаются по изотопному составу от свинца мезозойских лампрофиров, с которыми предполагается парагенетическая связь эпитермального оруденения. Это не позволяет считать в данном случае очаги щелочно-базальтоидных магм источником свинца для руд эпитермальных месторождений. С другой стороны, большинство определений изотопного состава рудного свинца попадает в область «девонских» свинцов, ограниченную значениями их состава в породах девонской эффузивно-осадочной толщи и галенитах стратиформной и жильной полиметаллической минерализации девонского возраста. За пределами отмеченной выше области располагаются точки составов аномального свинца мезозойских серебро-сульфосольных проявлений из экзоконтактовой зоны позднегерцинских гранитов, отличающихся радиогенным составом этого элемента. Причем, чем ближе располагаются эти проявления к контакту с гранитами, тем выше в них изотопные отношения свинца. За область «девонских» свинцов выходят составы рудных свинцов некоторых месторождений, залегающих в нижнепалеозойских породах (Чазадыр, Хову-Аксы и др.), их модельный возраст составляет 440—470 млн лет. Все это согласуется с предположением о заимствовании Pb из вмещающих пород и более ранних по отношению к мезозойскому оруденению рудных образований и метасоматитов [Борисенко и др., 1984; Оболенский, 1985]. Широкий диапазон вариаций изотопных отношений рудного свинца свидетельствует об отсутствии его единого гомогенного источника, в качестве которого служили различные по возрасту и составу породы и метасоматиты, вмещающие оруденение.

Существенная роль коровых источников доказана изотопными исследованиями и для серы сульфидов и сульфатов руд ртутных, серебро-сульфосольных и баритовых месторождений Алтае-Саянской области [Озерова и др., 1967, 1976, 1986; Борисенко и др., 1986]. Сера баритов этих месторождений повсеместно обогащена тяжелым изотопом (9,8—29,8 ‰; среднее 16,4 ‰) и сопоставима с серой осадочных гипсов нижне-, среднедевонских отложений Тувинского, Кузнецкого и Делюно-

Рис. 3. Изотопный состав серы эпитермальных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.

1 — сульфиды и сульфаты эпитермальных месторождений; 2 — сульфиды и сульфаты ртутных месторождений барит-киноварного и барит-блеклорудного типа; 3, 4 — сульфиды вмещающих пород: углистых отложений среднего и верхнего девона (3), известняков с прослоями кварцитов, баратальская свита (4).

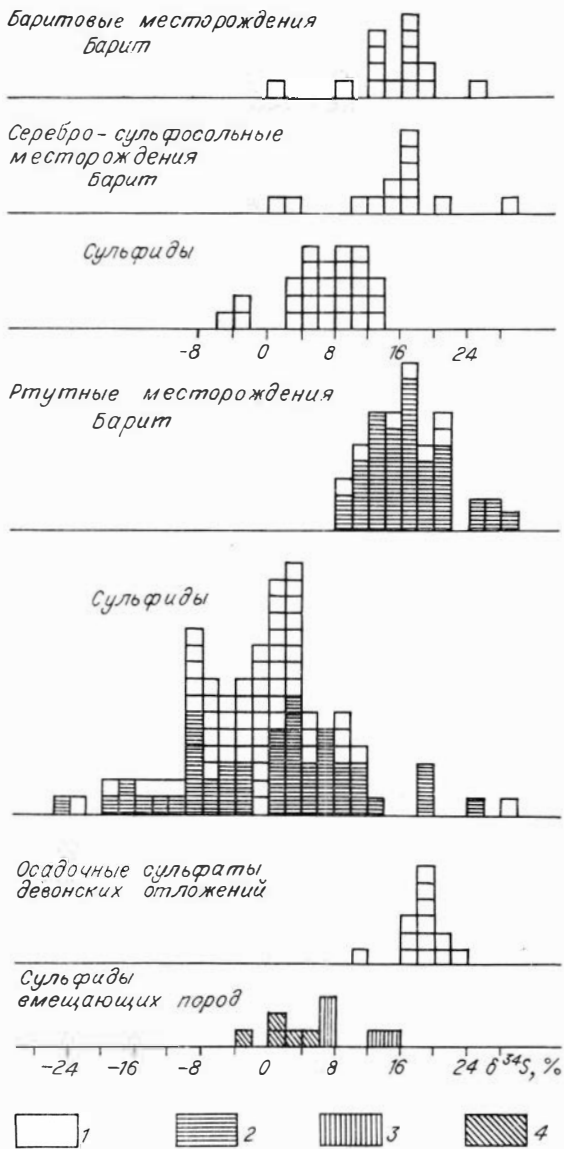
Юстыдского прогибов (11,3—22,6 ‰; среднее 18,5 ‰) (рис. 3). Эти данные, с одной стороны, указывают на участие серы морских сульфатов в формировании баритовой и баритсодержащей минерализации, а с другой — объясняют факт ее преимущественной локализации в породах D_{1-2} .

Сера сульфидов отличается широкими вариациями изотопного состава. В одних случаях она существенно обогащена тяжелым изотопом — до 12 и даже 20 ‰ и более (Ag-сульфосольные проявления, ртутные месторождения среди девонских отложений), в других имеет отрицательные значения (ртутные месторождения Эзирлиг, Уланду, Чалайлыгское и др.). Такую пестроту изотопного состава сульфидной серы эпитермальных месторождений можно объяснить условиями сульфатредукции [Виноградов, 1967, 1980; Озерова и др., 1986].

Не исключена возможность прямого заимствования сульфидной серы из обогащенных сульфидами вмещающих пород, на что, в частности, указывает сходство сульфидной серы некоторых серебро-сульфосольных проявлений и вмещающих их углистых отложений [Борисенко и др., 1986].

Заимствование из боковых пород предполагается и для других рудных элементов эпитермальных месторождений, в частности Ni и Co. Это доказывается отчетливо выраженной приуроченностью арсенидных никель-кобальтовых и серебро-сульфосольных месторождений к породам и метасоматитам, обогащенным этими элементами: гипербазитам, скарнам, насыщенным сульфидами метаморфическим породам и метасоматитам [Борисенко и др., 1984]. Примечательно, что компонентный состав руд и соотношение в них основных рудных элементов также во многом унаследуются от вмещающих пород.

Полигенность источников рудного вещества эпитермальных месторождений Алтае-Саянской области во многом обусловлена полигенностью самих гидротермальных растворов. Очевидным представляется участие в рудообразовании глубинных эндогенных флюидов, ответственных за привнос As, Sb и Hg. Это подтверждается приуроченностью рас-



—24 —16 —8 0 8 16 24 $\delta^{34}S, \text{‰}$

1 2 3 4

смаатриваемых месторождений к зонам глубинных разломов, парагенетической связью с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма, глубинным источником As, Sb и Hg.

Однако близповерхностные условия образования эпитермальных месторождений среди пористых, трещиноватых, водонасыщенных пород создавали предпосылки неизбежного участия в их формировании вод экзогенного происхождения.

Исследования флюидных включений в минералах руд эпитермальных месторождений Алтае-Саянской складчатой области показали, что минералообразующие растворы по составу и концентрации в первом приближении можно разделить на два типа: высококонцентрированные (до 40 мас. %) хлоридные натриево-кальциевые рассолы и слабоконцентрированные (до 10 мас. %) углекислые хлоридно-бикарбонатные растворы. Первые свойственны месторождениям (вне зависимости от их формационной принадлежности), локализованным среди девонских отложений герцинских прогибов, вторые — в основном сурьмяным и ртутным (антимонит-киноварным и антимонитовым) месторождениям, залегающим среди нижнепалеозойских толщ. Такие различия в составе и концентрации рудообразующих растворов в зависимости от стратиграфического уровня локализации эпитермального оруденения привели к выводу об определяющей роли различных типов экзогенных вод в формировании химического состава гидротермальных растворов [Борисенко и др., 1977; Оболенский и др., 1979]. Рудообразующие растворы месторождений, залегающих среди девонских отложений, оказались весьма сходными по составу, концентрации, присутствию I и Br с хлоридными рассолами галогенных отложений.

Изотопный анализ кислорода минералов руд из эпитермальных месторождений Алтае-Саянской области показал, что облегченный состав кислорода минералообразующих растворов обусловлен присутствием в них значительной доли изотопно-легких вадозных вод [Борщевский и др., 1984]. В одних случаях (антимонит-киноварные месторождения) такой изотопный сдвиг объясняется участием разбавленных близповерхностных метеорных вод или трещинно-жильных вод глубокой циркуляции, в других (Ni-Co, Ag-сульфосольные, баритовые, барит-Hg-блеклорудные, барит-киноварные) — высококонцентрированных хлоридных рассолов красноцветных и соленосных отложений герцинских прогибов. Этим, на наш взгляд, объясняются существенные различия в составе и концентрации рудообразующих растворов этих генетически родственных формационных и минеральных типов эпитермального оруденения.

Таким образом, участие экзогенных хлоридных рассолов в формировании эпитермальных месторождений этого региона доказывается:

повсеместной приуроченностью оруденения к районам развития девонских отложений;

сходством состава и концентрации экзогенных рассолов и рудообразующих растворов;

присутствием в рудообразующих растворах таких характерных микрокомпонентов экзогенных рассолов, как I и Br;

наконец, изотопным составом кислорода и серы минералов руд.

Как известно, хлоридные рассолы большинства артезианских бассейнов мира повсеместно характеризуются высокими концентрациями рудных элементов. Залегая даже в не обогащенных этими элементами породах (известняках, песчаниках и др.), такие рассолы имеют высокие концентрации Pb, Zn, Cu, Fe, Ba, а иногда и Ag, Ni, Co. Так, хлоридные рассолы кембрийских отложений Сибирской платформы, девона Припятской впадины, Данакильского прогиба в Африке, артезианских бассейнов США и Западной Канады содержат до 10 мг/л и более Ni, Co, Ag, сотни миллиграммов на литр Pb, Zr, Cu, Ba, до нескольких граммов на литр Fe, Sr [Пиннекер, 1966; Гидрогеология Африки, 1978; Закономерности..., 1981; и др.]. Еще более высоких концентраций этих элементов

следует ожидать в рассолах, залегающих среди пород и метасоматитов, обогащенных рудными компонентами. Смешение таких экзогенных металлоносных рассолов с эндогенными флюидами является главным фактором формирования арсенидных никель-кобальтовых, серебро-сульфосольных, барит-киноварных и барит-Hg-блеклорудных месторождений Алтае-Саянской области [Борисенко и др., 1977, 1984; Оболенский и др., 1979]. В связи с этим палеогидрогеологические условия формирования эпитермального оруденения стали важным фактором, контролирующим его пространственное размещение в этом регионе.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ РУД

В мезозое на период рудообразования Алтае-Саянская область представляла собой горную страну, сложенную складчатыми сооружениями байкальского, каледонского и герцинского возраста. Структуры байкальской и каледонской консолидации составляли складчатое основание региона, на котором в виде наложенных или унаследованных прогибов и впадин развивались герцинские структуры. Это позволяет с известной долей условности выделять два структурных яруса Алтае-Саянской складчатой области. Нижний ярус слагали в разной степени метаморфизованные эффузивно-осадочные, терригенные и карбонатные толщи протерозоя и нижнего палеозоя и прорывающие их разновозрастные интрузивные образования, верхний — слабодислоцированные девонские эффузивно-осадочные и верхнепалеозойские терригенные угленосные отложения, выполняющие герцинские прогибы. В результате позднегерцинской и мезозойской тектономагматической активизации была окончательно сформирована сложная блоковая структура региона, в котором были отчетливо обособлены жесткие поднятия, сложенные породами нижнего структурного яруса, и герцинские прогибы, продолжавшие в ряде случаев унаследованное развитие и в мезозое. Последние, как было показано выше, наряду с глубинными разломами сыграли важную роль в локализации эпитермального оруденения.

Такой характер геологического строения Алтае-Саянской складчатой области предопределил и основные особенности ее палеогидрогеологической обстановки в мезозое [Зуев, 1963, 1971]. К приподнятым блокам (Западный и Восточный Саяны, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Бийско-Катунское поднятие, Баратальский горст и др.), сложенным породами нижнего структурного яруса, приурочены бассейны трещинно-жилых вод, а к герцинским прогибам (Кузнецкий, Минусинский, Тувинский, Делюно-Юстыдский, Ануйско-Чуйский и др.) — артезианские бассейны пластовых вод.

Гидродинамический и гидрогеохимический режимы бассейнов трещинно-жилых вод Алтае-Саянской складчатой области в начале мезозоя мало чем отличались от современных. В близповерхностных условиях до глубин порядка 2 км преобладали пресные или слабоминерализованные (до первых граммов на литр) воды гидрокарбонатного кальциевого, гидрокарбонатно-хлоридного натриевого и гидрокарбонатно-сульфатного состава, особенности которого во многом определяются химизмом вмещающих пород. В газовой фазе, как правило, преобладали кислород, азот и углекислота. На глубоких уровнях таких бассейнов в зоне затрудненного водообмена развиты гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 10 г/л и углекислотной или азотно-углекислотной газовой фазой. Причем содержание углекислоты в них растет с глубиной.

Иной состав имели пластовые воды артезианских бассейнов, гидрохимические особенности которых во многом определялись характером вмещающих их геологических формаций. Такие «формационные» воды

известны и в настоящее время на глубоких горизонтах Кузнецкого, Минусинского, Тувинского и других прогибов. В основании разреза пород, выполняющих эти прогибы, залегает мощная толща ниже- и среднедевонских красноцветных терригенных и вулканогенно-осадочных отложений, сменяющихся вверх по разрезу красно- или пестроцветными отложениями D_{2-3} . Завершают разрез большинства прогибов углистые или угленосные отложения различного возраста: С—Р—J — в Кузнецком и Минусинском прогибах, С, J — в Тувинском, D_{2-3} — в Делюно-Юстыдском и т. д.

В составе красноцветных толщ нижнего и среднего девона этих прогибов установлены гипсоносные и соленосные отложения. Наиболее широко они развиты в Тувинском прогибе. По данным Н. Н. Предтеченского [1966], А. С. Колосова и др. [1977], в отложениях самагалтайской, чаанекской, барыкской и саглинской свит отмечаются многочисленные глиптоморфозы галита, а в отложениях ихедушингольской свиты — пласты каменной соли, гипса и ангидрита. Во многих районах гипс обнаружен и в составе саглинской свиты (D_2^1). По наблюдениям автора, глиптоморфозы каменной соли среди красноцветных терригенных толщ нижнего и среднего девона встречаются практически повсеместно вдоль южного, западного и северо-западного обрамления Тувинского прогиба (реки Барык, Чадап, Чалайлыг, Чазадыр, Саглы, Торгалык, район оз. Урюк-Нур и др.). Многочисленные проявления гипса среди девонских отложений известны в Минусинском (Дадонковское, Хамзаское и др.) и Кузнецком (Крапивинский купол) прогибах. Гипсоносная пачка терригенно-карбонатных пород в составе аксайской свиты (D_2^2) описана А. И. Родыгиным [1959] в Южно-Чуйском хребте (западный борт Делюно-Юстыдского прогиба). Прибрежно-морские и лагунно-континентальные красноцветные отложения отмечаются в разрезах девонских толщ практически во всех герцинских прогибах Алтае-Саянской области. Широко развиты эти отложения и в составе верхнесилурийских пород, залегающих в основании разреза унаследованных прогибов (чергакская и хондергейская свиты в Тувинском прогибе и др.).

В строении верхней части разреза герцинских прогибов участвуют углистые и угленосные отложения. Углистые терригенные породы D_{2-3} широко развиты в Делюно-Юстыдском, Ануйско-Чуйском прогибах. Они, как правило, обогащены сульфидами, образующими послойную вкрапленность и конкреции пирита и марказита или эпигенетические прожилки пирита и пирротина. Угленосные отложения карбона, перми и юры широко развиты в Кузнецком, Минусинском и Тувинском прогибах. Участие галогенных отложений в строении этих герцинских прогибов и впадин предопределило специфику состава залегающих в них экзогенных вод. Так, на глубоких горизонтах Минусинского прогиба и в настоящее время широко распространены хлоридно-натриевые рассолы с концентрацией 140—312 г/л и температурой до 81,8 °С. Вверх по разрезу они сменяются слабоконцентрированными хлоридными, хлоридно-сульфатными водами [Зуев, 1963; Гидрогеология СССР, 1976]. Хлоридно-натриевые растворы с концентрацией 35—70 г/л вскрыты скважинами и на глубоких горизонтах Кузнецкого прогиба. Весьма высококонцентрированные рассолы свойственны и Тувинскому прогибу, в строении которого участвуют соленосные отложения [Пиннекер, 1968; Зуев, 1963, 1971].

В артезианских бассейнах этого типа проявлена сходная гидрохимическая зональность. В приповерхностной зоне в них распространены гидрокарбонатно-натриевые или кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л, на более глубоких горизонтах сменяющиеся гидрокарбонатно- или сульфатно-хлоридными натриевыми водами с концентрацией солей до 10 г/л и азотно-кислородной или азотно-углекислотной газовой фазой. Последние уступают место хлоридно-натриевым растворам, концентрация которых растет с глубиной (до 70—140 г/л). В глубокопогруженных участках прогибов (более 2 км) залегают высококонцентрированные хло-

ридно-натриевые или хлоридно-натриево-кальциевые рассолы с минерализацией 300 г/л и более. Они характеризуются, как правило, азотно-метановой или азотно-углекислотно-метановой (часто и тяжелыми углеводородами) газовой фазой, повышенными температурами (до 80—100 °С и более), присутствием ряда специфических компонентов, таких как I, Br, H₂S, Sr, Ba, Fe, Cu, Pb, Zn и др. Состав и концентрация последних в значительной мере определялись геохимическими особенностями пород, по которым осуществлялась фильтрация хлоридных рассолов [Основы гидрогеологии, 1982; Крайнов и др., 1974; и др.]. Такие хлоридные рассолы в силу своей высокой плотности могли проникать глубоко в породы нижнего структурного яруса и в первую очередь вдоль зон дробления и трещиноватости.

В целом гидрохимическая зональность артезианских бассейнов, приуроченных к наложенным герцинским прогибам, выражалась в образовании на глубоких горизонтах высококонцентрированных металлоносных хлоридных рассолов с низким окислительно-восстановительным потенциалом, а на верхних близповерхностных уровнях — слабо- или умеренноконцентрированных хлоридных вод, содержащих сульфаты. Появление сероводорода в хлоридных водах определяется развитием процессов сульфат-редукции, чему способствует наличие толщ, обогащенных органическим веществом [Виноградов, 1980]. Присутствие на разных гидродинамических уровнях столь резко отличающихся по составу растворов обуславливает внутреннюю термодинамическую неравновесность артезианских бассейнов. Поэтому смещение в зонах разгрузки металлоносных хлоридных рассолов с сероводородными или сульфатными водами неизбежно приводило к отложению сульфидов, барита, карбонатов и других минералов.

Анализ пространственного размещения эпitherмальной минерализации относительно древних гидрогеологических структур этого региона показывает, что проявления баритовой, ртутной (барит-киноварного и барит-блеклорудного типов), никель-кобальтовой арсенидной и серебро-сульфосольной рудных формаций оконтуривают границы палеоартезианских бассейнов хлоридных вод, пространственно совпадая с участками их разгрузки (см. рис. 1). Наиболее отчетливо это прослеживается в Тувинском и Делюно-Юстыдском прогибах. Большинство проявлений рудных узлов и зон с эпitherмальной минерализацией в пределах герцинских прогибов тяготеет к локальным депрессиям второго порядка, отличающимся значительной мощностью девонских отложений и присутствием пород каменноугольного и юрского возраста. Унаследованный режим прогибания в позднем девоне, карбоне и мезозое способствовал большей сохранности хлоридных рассолов при блоковых движениях, протекавших в эти периоды, а значительная мощность палеозойских осадков (до 4—8 км и более) обеспечивала значительные запасы залегающих в них рассолов. Примерами таких локальных депрессий в контурах Тувинского прогиба являются Кызылхашская грабен-синклиналь (мощность отложенный более 4 км), в обрамлении которой располагается Терлигхайский рудный узел; Актальская и Онкажинская мульды (> 4000 м) с Ховуаксинским рудным узлом; Чаданская и Саглинская мульды, Талайлыгско-Цаганшибетинский прогиб и др. В наиболее глубокой части Делюно-Юстыдского прогиба находится Юстыдский рудный узел.

Зоны разгрузки хлоридных рассолов артезианских бассейнов связаны в основном с двумя типами разрывных структур: разломами, ограничивающими депрессии, и зонами секущих разрывных нарушений. Первые представлены, как правило, крупноамплитудными разломами, вдоль которых происходили значительные блоковые перемещения и интенсивное дробление как девонских, так и контактирующих с ними по разлому более древних отложений. Такие зоны дробления явились, с одной стороны, участками разгрузки экзогенных вод, а с другой — местом смещения их с флюидами глубинного происхождения. В такой позиции локализовано

большинство проявлений эпitherмальной минерализации Алтае-Саянской складчатой области.

Зоны текущих нарушений также вскрывали различные гидродинамические уровни артезианских бассейнов и определяли пути разгрузки хлоридных вод. К ним часто приурочены жилы барита или карбонатов (сидерит, анкерит, кальцит) с галенитом, халькопиритом и пиритом. Однако рудоносны (Hg, Sb, Ni, Co и др.) лишь разломы, трассируемые дайковыми поясами диабазов и лампрофиров, что указывает на значительную глубину заложения этих структур. Характерным примером таких нарушений является Асхатин-Озерная зона в Юстыдском прогибе (Северо-Западная Монголия).

Таким образом, палеогидрогеологический анализ условий формирования эпitherмальной минерализации Алтае-Саянской складчатой области подтверждает возможность широкого участия в ее развитии вод экзогенного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.
- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Оболенский А. А. и др. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.— С. 113—114.
- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 172 с.
- Борисенко А. С., Павлов И. А., Павлова Г. Г. и др. // Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл.— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986.— С. 53—54.
- Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. И. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 100—112.
- Виноградов В. И. Роль сульфатов в рудообразовании // Изотопы серы и вопросы рудообразования.— М.: Наука, 1967.— С. 128—145.
- Виноградов В. И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы.— М.: Наука, 1980.— 192 с.
- Гидрогеология Африки /Ред. Маринов Н. А.— М.: Недра, 1978.— 370 с.
- Гидрогеология СССР/Ред. Сидоренко А. В.— М.: Недра, 1976.— Вып. 1.— 656 с.
- Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов/Голова Г. А., Торикова М. В., Алексинская Л. Н., Солодов Н. А.— М.: Недра, 1981.— 264 с.
- Зуев А. В. Подземные воды Алтае-Саянской складчатой области // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1963.— С. 152—188.
- Зуев А. В. Палеогидрогеология вод Алтае-Саянской складчатой области // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1971.— С. 101—106.
- Колосов А. С., Пустыльников А. М., Зайков В. В. и др. Строение и геохимическая характеристика соленосных отложений в Тувинском бассейне // Проблемы соленакпления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— Т. 2.— С. 193—197.
- Крайнов С. Р., Волков Г. А., Петрова Н. Г. и др. Мышьяксодержащие углекислые воды Кавказа (особенности распространения, химический состав, условия формирования) // Геохимия.— 1974.— № 2.— С. 212—227.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1967.— Т. 8.— С. 275—303.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества // Геология и геофизика.— 1970.— № 4.— С. 44—56.
- Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А. и др. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 294 с.
- Кузнецов В. А., Оболенская А. А., Васильев В. И. и др. Ртутное оруденение Монголии // Геология и генезис редких металлов и полиметаллических месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 5—26.
- Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— 147 с.

- Оболенская Р. В., Фирсов Л. В. О раннемезозойском возрасте слюдяных лампрофиров чуйского комплекса Горного Алтая // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 170, № 4.— С. 916—919.
- Оболенский А. А. Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1975.— Т. 11.— С. 200—210.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 193 с.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпitherмальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка // Пррода растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 42—71.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Критерии связи эпitherмального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 96—107.
- Озерова Н. А. О дегазации ртути из глубин Земли // Геохимия процессов миграции рудных элементов.— М.: Наука, 1977.— С. 15—35.
- Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1986.— 231 с.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. П. Изотопный состав серы ртутных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования.— М.: Наука, 1967.— С. 84—105.
- Озерова Н. А., Виноградов В. П., Оболенский А. А. и др. Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 187—210.
- Озерова Н. А., Борисенко А. С., Виноградов В. П. и др. Изотопный состав серы сидерит-сульфосольных жил Остыдского прогиба // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 156—170.
- Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах/Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 239 с.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1966.— 332 с.
- Предтеченский Н. Н. Девонская система // Геология СССР.— М.: Недра, 1966.— Т. 29.— С. 175—200.
- Родыгин А. И. О возрасте Аксайской эффузивно-осадочной свиты Сайлюгемского хребта // Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки.— 1959.— № 2.— С. 101—104.
- Рудные формации Тувы/Зайков В. В., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 200 с.
- Троицкий В. А., Чернышев И. В., Борисенко А. С. и др. Изотопный состав свинца и происхождение эпitherмальных месторождений юга Алтае-Саянской складчатой области // Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл.— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986.— С. 346—348.
- Тычицкий А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.— С. 245—298.
- Шпрокушкин В. Д., Тюлькин В. Г. О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР.— Кызыл: Тувин. изд-во, 1971.— Вып. 2.— С. 110—114.

Н. А. Никифоров, В. Г. Воронов, Б. А. Исходжаев

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РОЛЬ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Этот вопрос в разной мере обсуждался в работах В. И. Смирнова [1947], В. А. Кузнецова [1970], В. Э. Пояркова [1955], В. П. Федорчука [1983, 1985], В. А. Невского [1948], Н. А. Никифорова [1969], А. А. Оболенского [1985], М. Г. Жарикова [1978], В. П. Бергера [1978], Р. Р. Исанова [1985] и других исследователей.

Вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение тела минерализованных пород Южного Тянь-Шаня по вещественно-минералогическому составу и геологической позиции многообразны. В литолого-стратиграфическом разрезе и структуре положение их следующее:

в слоистых известняках, преимущественно в зоне контакта со сланцами или массивными известняками, осложненными разломами;

в неравномернослоистых известняках, доломитах (особенно в контактах слоистых с массивными), осложненных разломами;

в массивных известняках, доломитах в зонах осложнения их разломами;

в участках переслаивания сланцев, песчаников и конгломератов, осложненных разрывными нарушениями;

в разрезах сложного строения (сланцы, эффузивы основного состава, листвениты), осложненные крупными разломами.

Форма тел рудовмещающих пород обычно довольно сложная. Более распространенными морфологическими типами являются пласто- и линзообразные, грибообразные, штокообразные (изометричные) и жилиподобные тела. Реже встречаются тела столбообразной формы.

1. Пласто- и линзообразные, нередко седловидные тела роговиково-джаспероидного состава, развитые в осевых частях складок, осложненных разломами. Данный тип — ведущий для рудных полей, локализованных в зоне контакта известняков и сланцев. Рудоносные тела в разрезе залегают согласно на контакте пород с различными химическими и физико-механическими свойствами сланцев и известняков. Особо следует подчеркнуть присутствие на некоторых участках между сланцами и массивными известняками пачки тонкослоистых известняков, подвергающихся нередко при тектонических деформациях расслоению.

Вещественный состав рудовмещающих тел этого типа определяется прежде всего составом исходных пород. В телах, образовавшихся по слоистым известнякам, преобладают окварцованные известняки, в сланцах образуются роговики. Эти минерализованные породы часто брекчированы и сцементированы минералами — кварцем, флюоритом, кальцитом.

Среди геолого-структурных факторов, определивших формирование тел рудовмещающих пород, первостепенное значение имеет изгиб контакта, осложненного разломом. В таком случае возможны дробления и повторные расслоения известняков контактной зоны. Особенно важен антиклинальный изгиб, создающий благоприятную форму экранирующей поверхности.

Морфология рудовмещающего тела определяется морфологией пласта слоистых известняков. В незначительной степени процессы гидротермального метаморфизма захватывают перекрывающие сланцы и подстилающие массивные известняки. Преобладают тела седловидной формы с максимальной мощностью в сводовой части антиклинали (до 40 м). С удалением от осевой части антиклинали мощность заметно уменьшается, вблизи разломов и особенно в осевых частях мелких антиклинальных складок — увеличивается. В синклинальных складках рудовмещающая залежь нередко выклинивается. Гидротермальной переработке подверглись как известняки, так и покрывающие сланцы.

2. Линзовидные тела кальцитизированных и доломитизированных карбонатных пород, связанных с межпластовыми согласными трещинами и отслоениями. Данный тип наиболее развит на рудных полях с оруденением внутри доломитово-известняковых толщ без заметных признаков экранирования. Необходимое условие для его образования — наличие среди однородных толщ известняков прослоев пород, отличающихся литологическими свойствами или характером слоистости от окружающего фона, что обуславливает их избирательное дробление в зоне согласных межпластовых разрывов и т. п. В такой геологической позиции находятся рудовмещающие тела, сформированные при ведущей роли расслоения

и дробления вдоль плоскости субсогласного разлома среди известняков и доломитов.

3. Столбообразные и линзообразные тела кальцитизированных и доломитизированных карбонатных (реже эффузивных) пород в зонах дробления вдоль секущих разрывных нарушений. Зоны дробления и минерализации вдоль разломов являются для формирования рудоносных тел минерализованных пород ведущими в тех доломитово-известняковых толщах, которые не дают эффекта экранирования. Иногда аналогичные рудоносные тела встречаются на рудных полях с экранированием. Дробление боковых пород особенно интенсивно в зонах разломов, в местах изменения их элементов залегания. Морфология тел рудоносных минерализованных пород сравнительно проста (столбообразные, линзообразные). По размерам они изменяются по простиранию от $n \cdot 100$ м до $n \cdot 10$ м.

4. Жило- и линзообразные тела листвеников, тяготеющие к разрывным нарушениям и зонам трещиноватости, пересекающим разнородные породы (сланцы, эффузивы и др.). Листвениковые рудоносные тела в Южном Тянь-Шане широко развиты на месторождении Чонкой. Морфология, размещение и вещественный состав их детально описаны в литературе. Лиственицы представляют собой кварц-карбонатную породу, в которой, помимо кварца и карбоната, присутствуют хромшпинелиды, тальк, магнетит, пирит, миллерит, серпентинит. Размещаются они в вулканогенно-осадочной толще среднего палеозоя в зоне крупного субширотного разлома сложного строения. Лежачее крыло разлома сложено эффузивами девона, висячее — силурийскими образованиями, представленными различными по составу сланцами, алевролитами, линзами известняков и мандельштейнами, которые прорваны телами серпентинитов. Разрывные нарушения контролируют как размещение серпентинитов, так и проявление в них лиственицитизации.

5. Жилообразные кварц-кальцит-анкеритовые и минерализованные зоны в эффузивах и конгломератах.

Кварц-кальцит-анкеритовые жилы обычно развиты в мощной толще конгломератов и эффузивов основного состава. Конгломераты представлены обломками порфиритов, сланцев, песчаников и известняков. Высокая плотность глинисто-карбонатного цемента конгломератов приводит к тому, что они при разрывах ведут себя как литологически однородная хрупкая среда. Жильные минералы заполняют в основном трещины скола. Мощность жил достигает 20 м. Длина по простиранию измеряется многими сотнями метров. Отмечается гидротермальная переработка боковых пород — окремнение, анкеритизация и др. Чем плотнее конгломераты, тем меньше зона гидротермальных изменений, которая вдоль оперяющих трещин может распространяться на несколько десятков метров от основной жилы.

6. Грибообразные и линзообразные тела в контактах окварцованных (реже кальцитизированных и доломитизированных карбонатных пород), осложненных разломами. Морфология тел данного типа определяется не только экранирующей поверхностью, но и пересекающими ее разрывными нарушениями. Верхняя часть рудоносного тела занимает, как правило, согласное положение с вмещающими породами, нижняя — секущее, представляя собой зону дробления и гидротермального изменения пород в зоне разлома. Такие рудоносные тела распространены в пределах рудных полей в моноклиальных структурах с экранированием, редко встречаются на рудных полях других типов.

7. Изометричные тела кальцитизированных, доломитизированных, реже окварцованных пород. По взаимоотношению с вмещающими породами тела этого типа, как и предыдущего, входят в группы сложных. Они широко распространены в пределах рудных полей с экранированием, но формируются в нижней части разреза — подстилающих известняках. Характерны для участков с антиклинальной структурой, где локализуются главным образом в ядрах антиклиналей. Тела приурочены к сжатым

антиклинальным складкам, осложненным серией разломов различного направления. Вмещающие породы, чаще известняки или доломиты, подвергаются интенсивному дроблению между разломами, особенно в местах их пересечения и сопряжения. Рассматриваемые тела минерализованных пород приобретают изометрическую форму и нередко достигают значительных размеров.

Тела минерализованных рудовмещающих пород сформированы в две ведущие стадии гидротермального метаморфизма — дорудную и рудную. Дорудная стадия гидротермального метаморфизма в пределах ртутно-сурьмяных рудных полей Южного Тянь-Шаня развита незначительно.

Предрудная гидротермальная стадия формирования ртутно-сурьмяных месторождений представлена значительно полнее и выражается окolorудными изменениями следующих видов: окремнением, окварцеванием, серицитизацией, аргиллизацией, флюоритизацией, лиственизацией, кальцитизацией, доломитизацией, анкеритизацией и баритизацией.

Окремнение проявлено широко и представлено более ранним метасоматическим кварцем. Замещающая известняки и сланцы, этот кварц образует плотные скрытокристаллические породы — кремпевики и роговики. Окраска кремневиков колеблется от светло-серой до черной.

В подавляющем большинстве случаев этот кварц замещения является полностью ангедральным, с неравномерными зазубренными краями. Кварцевые зерна тесно соприкасаются друг с другом, образуя типичные мозаично-зубчатые структуры. Замещение кварцем происходило около отдельных центров или вдоль отдельных трещин. Замещение кальцитовых кристаллов нередко протекало вдоль плоскостей спайности кальцита, в результате чего образовалась решетчатая структура кварца.

В тех случаях, когда в породе развивались правильные кристаллы кварца, последние имеют значительно большие размеры (0,2—0,3 и даже 1—2 мм), чем в случае ангедрального кварца. Структура кварцевых кристаллов ситовидная из-за микроскопических, иногда одинаково ориентированных включений кальцита.

В серицитово-глинистых сланцах кварц замещения очень тонкозернистый, ангедральный. В массе его сохраняются остатки сланцев, серицита и глинистого вещества. Иногда эти остатки в массе кварца создают явную слоистость. Таким образом, кварц замещения всегда засорен различными остатками более ранних образований и практически всегда мутный.

Наиболее интенсивному окремнению подвергались слоистые известняки приконтактового горизонта. Характер окремнения в различных типах пород неодинаков и зависит в большей степени от литологического их состава. В известняках оно обычно приводит к образованию кремневиков (джаспероидов), в сланцах — полосчатых роговиков.

Окремнение известняков, сланцев и конгломератов привело к тому, что эти породы приобрели большую хрупкость и при последующих деформациях интенсивно дробились с образованием большого количества пустот и трещин.

Окварцевание явилось, вероятно, завершением после некоторого перерыва процесса окремнения. В отличие от окремненных окварцованные породы чаще всего имеют белый цвет.

При цементации кварцем-II, -III обломков окремнелых пород он образует радиально-лучистые агрегаты. Обломки как бы подвешены в кварце и обросли со всех сторон радиально расположенными сросшимися призмами кварца. Граница между обломками раннего кварца-I и каймой из призматического кварца-III иногда резкая, но чаще расплывчатая.

Обычно развиваются брекчиевидные текстуры, поскольку кремневики очень легко подвергались дроблению. Кроме того, часто встречаются текстуры полосчатые, друзовые, кокардовые и др.

Серицитизация наблюдается на многих ртутно-сурьмяных месторождениях, отмечается в виде небольших рассеянных локальных гнезд среди алюмосиликатных пород, обычно в зонах минерализованных разломов.

Аргиллизация и диккитизация — накопление глинистых минералов (тонкочешуйчатых агрегатов гидрослюд, диккита и т. п.) в горных породах — тесно связаны с серицитизацией и являются результатом низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Внешне зоны серицитизации и аргиллизации выражаются в осветлении вмещающих пород.

Флюоритизация проявлена преимущественно на сурьмяно-ртутных месторождениях в зоне согласного контакта между сланцевыми и известняковыми горизонтами вмещающих пород. Здесь флюорит образует прожилки и скопления или выделяется совместно с кварцем и кальцитом. Отмечается он и среди известняков, вблизи минерализованных разломов.

Отмечаются сложные по составу роговиково-кварцево-флюоритовые брекчии, благоприятные для ртутно-сурьмяной рудолокализации. На некоторых рудных полях (Хайдаркан) флюорит образует крупные скопления, имеющие промышленный интерес.

Флюорит отлагался в основном в два этапа, связанных с тектопическими движениями. На первом этапе, наиболее распространенном, образовался черный тонкозернистый флюорит-I, рассеянный в массе окремнелых пород. Второй этап характеризуется выделением светлого флюорита-II и связан с дроблением окремненных пород и образованием флюоритовых брекчий, реже отмечается в известняках.

Лиственнитизация — метасоматическое изменение ультраосновных и основных пород в результате воздействия насыщенных углекислотой гидротерм — характерна для ряда ртутных рудных полей и месторождений в терригенно-вулканогенных комплексах, осложненных ультраосновными интрузиями. Лиственниты образуют жилло- и линзообразные тела вдоль контактовых зон серпентинитов, вблизи разрывных нарушений.

Кальцитизация — один из распространенных процессов на рудных полях Южного Тянь-Шаня. Им в той или иной мере затронуты все комплексы карбонатных и отчасти терригенных исходных пород. Кальцит обычно слагает секущие жилы и скопления неправильной формы. Метасоматический и жильный кальцит участвует в составе рудовмещающих джаспероидно-карбонатных брекчий, придавая им свойства несущих пород. Вместе с тем значительная часть кальцита отлагается непосредственно в рудную стадию совместно с киноварью и антимонитом.

Выделяются две основные разновидности кальцита-I и -II. Основное их различие — во времени кристаллизации. Кальцит-I (более ранний) кристаллизовался до киновари, а кальцит-II — после отложения киновари. Наиболее широко распространен первый этап отложения кальцита, наступивший после отложения флюорита-II, отделенный от последнего ясно выраженным этапом дробления. В известняках и кремневиках кальцит-I локализуется в трещинах и пустотах отслоения. В сланцах же кальцит размещается только в трещинах. Кальциту свойственны гипидноморфные структуры с различными размерами зерен.

Кальцитовая минерализация играла большую роль в восстановлении прочности известняков после их дробления путем залечивания образовавшихся трещин.

Доломитизация обычно проявлена среди магнезиально-карбонатных толщ. Она выражена в перекристаллизации и метасоматическом замещении первичного материала породы гидротермальным доломитом. Последний, как правило, заимствуется из окружающих доломитов или доломитистых известняков. Доломитизация приводит к повышению хрупкости известняков и, как следствие, к увеличению его пористости и проницаемости, что благоприятствует размещению руд в породах.

Анкеритизация фиксируется на месторождениях и в рудных полях в терригенных и особенно в эффузивных толщах. Анкерит образует самостоятельные жилы и скопления в зальбандах трещин и минерализованных

разломов. В ряде случаев анкерит в дальнейшем замещается кальцитом с выделением гидроокислов железа.

Баритизация на ртутно-сурьмяных и сурьмяных месторождениях проявлена в виде баритовых жил и небольших скоплений мелкокристаллического барита. Отдельные кристаллики барита отмечаются в пустотах, сопровождающихся друзами минералов гидротермального комплекса. С генетической точки зрения баритизация представляет интерес как связующее звено между низкотемпературными ртутно-сурьмяными и среднетемпературными полиметаллическими месторождениями.

Важная роль физических и механических свойств горных пород в формировании рудовмещающих тел и локализации промышленного оруденения подтверждена нашими исследованиями. Свойства пород, вмещающих ртутно-сурьмяное оруденение, имели исключительное значение для развития их деформаций и влияли на размещение оруденения в процессе гидротермального метаморфизма.

Вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение горные породы палеозоя в районе представлены следующими главными типами: известняки, доломиты, сланцы, песчаники, конгломераты, гипербазиты, интрузивы основного состава.

Известняки в зависимости от структуры, сложения и состава делятся на массивные, толстослоистые (силур — нижний карбон — визе), среднеслоистые (девон — карбон) и тонкослоистые (намюр — средний карбон). Последние содержат значительное количество примесей глинозема и обладают высоким сопротивлением сжатию и относительно низким — разрыву. Способность к изгибу и анизотропия свойств, вызванные слоистостью, возрастают от массивных известняков к слоистым.

Доломиты и доломито-известняки представлены грубослоистыми и слоистыми разностями. Способность известняков и доломитов к дроблению и последующему залечиванию трещин повышается от тонкослоистых к грубослоистым и массивным разностям. Указанные свойства придают известнякам и доломитам повышенную прочность по отношению к деформациям, которая увеличивается от тонкослоистых к массивным. Обрато пропорционально изменяется пластичность: низкая — у массивных и более высокая — у тонкослоистых известняков. Мелкая трещиноватость и особенно крупные трещины в грубослоистых и массивных известняках развиваются интенсивнее, чем в тонкослоистых. Таким образом, изменение слоистости (удельная слоистость) и литологического состава известняков вызывает изменения их свойств по отношению к деформациям. Хрупкость у массивных и толстослоистых известняков больше, чем у тонкослоистых. Но гидротермальные процессы сильно изменяли первоначальные свойства тонкослоистых известняков. На ранних стадиях минерализации они подвергались более интенсивному окварцеванию. В результате хрупкость тонкослоистых известняков резко возросла и становилась большей, чем у массивных.

На Южном Тянь-Шане преобладают кварцево-глинисто-серицитовые и известняково-глинисто-серицитовые, реже глинисто-углистые сланцы с относительно высокой пластичностью и более высоким, чем у известняков, сопротивлением разрыву вдоль по напластованию. В соответствии с этим сланцы обладают исключительно высокой способностью к изгибу и низкой — к образованию трещин. Сланцы имеют большую удельную слоистость, довольно низкую трещиноватость и низкую водопроницаемость, что нередко определяет их экранирующую роль. Метаморфизм сланцевых толщ в пределах ртутно-сурьмяных месторождений выражается главным образом в окварцевании и серицитизации, распространенных, как правило, на интенсивно деформированных участках. Встречается также проявление карбонатной минерализации.

Среди песчаников и конгломератов преобладают известняковые и сланцево-известняково-кремнистые разности, иногда с галькой эффузивных пород основного состава. Эти породы отличаются высоким сопротив-

лением сжатия и слабо сопротивляются разрыву. Они имеют очень низкую пластичность и значительную хрупкость. Крупные разрывные нарушения и трещины в них образуются чаще, чем в сланцах. Для них менее характерно развитие складок гофрировки. Хотя удельная трещиноватость песчаников и конгломератов обычно ниже, чем сланцев, однако трещины в них значительно крупнее.

Эффузивы основного состава как породы, вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение, имеют в районе меньшее значение, чем известняки и доломиты, но большее, чем песчаники и конгломераты. При тектонических деформациях эффузивным породам района свойственна повышенная жесткость и хрупкость. В них развиты как мелкая трещиноватость, так и крупные трещины и разломы. Залечивание трещин в эффузивах происходит медленнее, чем в известняках. Циркуляция гидротермальных растворов в эффузивах осуществляется главным образом по трещинам, в забандах которых развиваются значительные ореолы и зоны анкеритизированных и кварц-карбонатных пород и отмечается слабая хлоритизация.

Интрузивные породы в ряде рудных полей района представлены телами серпентинизированных гипербазитов и небольшими штоками габброидов. Серпентинизация перидотитовых и габбро-перидотитовых пород приводит к резкому повышению их пластичности. Эти породы при тектонических деформациях могут вести себя, как пластичные массы.

Отмеченные свойства пород не оставались постоянными. Они изменялись как во времени, так и в зависимости от условий. Например, в процессе средне- и низкотемпературного гидротермального метаморфизма и при кислом метасоматозе образовывались листвениты и иные кварц-карбонатные породы с повышенной хрупкостью, приближающейся к джаспероидам. Продукты гидротермального метаморфизма — листвениты, окварцованные (джаспероиды, роговики), кварц-карбонатные доломитизированные и кальцитизированные породы — обладают низкой пластичностью и высокой хрупкостью по сравнению с исходными породами. В процессе тектонических деформаций эти породы легко подвергаются массовому дроблению. Для них характерны повышенная пористость и относительно высокая трещиноватость по отношению к исходным.

Проведенное изучение эффективной пористости позволяет проследить изменение физико-механических свойств горных пород в различных геологических позициях. Представляется важным подчеркнуть изменения эффективной пористости подстилающих, рудовмещающих и перекрывающих пород и значение этих изменений в локализации сурьмяно-ртутного оруденения.

По отношению к минерализованным телам в разрезе можно наметить три подразделения пород: 1) подстилающие; 2) рудовмещающие, к горизонтам которых приурочено промышленное сурьмяно-ртутное оруденение; 3) перекрывающие.

Выделяются благоприятные для размещения оруденения стратиграфические горизонты, в которых, в свою очередь, нередко залегают рудносные тела гидротермально измененных пород (джаспероиды, роговики, листвениты), обладающие присущими им физико-механическими свойствами. Из полученных данных вытекает следующее. Эффективная пористость подстилающих пород Хайдаркана равна 0,44 %, Кадамджая — 0,6 %, Сымап — Адыракоу — 0,65—0,75 %, Чонкоя — 1,24; 1,7 %; Перевального — 0,9 %. В гидротермально измененных телах и рудовмещающих породах эффективная пористость значительно выше: в джаспероидах (окварцованных породах) Хайдаркана — 2,7 %, Кадамджая — 3,2 %, доломитизированных и кальцитизированных доломитах Сымап и Адыракоу — 2,1—2,2, лиственитах и кварц-карбонатных породах Чонкоя — 4,83—5,34 %. Эффективная пористость аналогичных гидротермально измененных пород, содержащих промышленное сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение, по соответствующим месторождениям несколько ниже: 1,84, 2,72; 1,9; 2,47 %. В перекрывающих породах, чаще всего пред-

ставленных сланцами, эффективная пористость хотя и несколько выше, чем у подстилающих пород, но значительно ниже рудовмещающих: на Хайдаркане — 1,01 %, Кадамджае — 1,6, Чонкое — 1,59, Сымапе — 0,75 %.

Изученные месторождения характеризуются рядом общих черт. Прежде всего, это обязательность дорудной гидротермальной переработки пород. Такая переработка создавала тела рудовмещающих пород с повышенной пористостью.

Нетрудно заметить, что для данного рудного процесса существует оптимальная эффективная пористость, зависящая от соотношения абсолютных ее величин в породах рудовмещающих тел и кровли. Как видно из приведенных данных, экранирующие породы кровли должны быть в 1,5—3 раза плотнее, чем рудовмещающие. Пористость подстилающих пород обычно низкая. В связи с тем, что они были менее пластичны, чем перекрывающие (экранирующие породы — сланцы, серпентиниты), в них образовались системы трещин, игравшие роль рудопроводящих структур. Низкая пористость подстилающих пород обусловила фильтрацию растворов снизу по трещинам, без существенного падения температуры и давления в них. Переход же растворов в более пористую и трещиноватую среду гидротермально измененных пород обусловил понижение давления и температуры растворов и массовое выпадение рудных минералов.

Оптимальное значение эффективной пористости, благоприятное для локализации ртути-сурьмяного оруденения, на разных месторождениях колеблется: на Хайдаркане — 1,8—2 %, Кадамджае — 2,4—2,8 %, Чонкое — 2,5—3 %. Оптимальные значения также намечаются и в развитии трещиноватости и пустотности (удельное растяжение) пород.

Следует особо подчеркнуть, что намечаются довольно постоянные значения перепадов эффективной пористости при переходе от рудовмещающих пород к подстилающим (на 1,5—1,8 %) и перекрывающим (на 1 %). Такое постоянное скачков пористости особенно примечательно потому, что оно наблюдается на месторождениях одного генетического типа.

Между рудовмещающими телами минерализованных пород и промышленными рудными телами существуют определенные связи и соотношения. Выявление таких соотношений может дать надежный ориентир для поисков. В основу изучения рудоносных тел положена систематика, принцип которой базируется на положении о том, что определенным по масштабности рудным объектам соответствуют определенные факторы их формирования.

Наиболее важными факторами, обусловившими формирование тел минерализованных рудовмещающих пород ртути-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шапя, являются стратиграфо-литологические и структурные.

Наиболее крупные тела рудовмещающих пород месторождений района, заключающие более 90 % известных запасов сурьмы и ртути, тяготеют к одному и тому же литолого-стратиграфическому горизонту — к верхам доломитово-известнякового разреза карбона. Этот горизонт перекрыт среднекарбонowymi сланцами, которые в свою очередь по надвигам почти повсеместно (в пределах месторождений) перекрыты терригенной толщей верхнего силура — нижнего девона. Мощность разреза известняков девона и карбона обычно не превышает 2000 м. Повышенная концентрация оруденения в зоне контакта карбонатных пород со сланцами обуславливается прежде всего свойствами сланцев как весьма совершенного экрана. Он способствовал образованию здесь достаточно хрупких и пористых кремнистых пород (джаспероидов и роговиков) и последующей локализации в них оруденения.

Довольно много тел минерализованных рудовмещающих пород размещается внутри доломитово-известнякового разреза без четко выраженного экранирования. Это, как правило, мелкие по размерам трещинные месторождения.

В значительно меньших количествах тела, вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение, встречаются в эффузивах девона и силура и еще реже — в конгломератах среднего и верхнего карбона. В известняковых комплексах отмечается ряд мелких рудовмещающих тел мипераллизованных пород, не обнаруживающих связи со сланцевым экраном. Это, как правило, небольшие внутрiformационные месторождения и рудопроявления, тяготеющие к тому или иному литологически благоприятному горизонту среди известняковых отложений девона — карбона.

Наибольшее количество сурьмяно-ртутных месторождений локализуется среди пород доломитово-известнякового состава. На их долю приходится почти две трети (62 %) известных месторождений и подавляющее большинство крупных и средних промышленных объектов. Почти все крупные месторождения размещаются в верхах известняково-доломитового разреза, непосредственно под сланцевым экраном. Внутри доломитов и известняков находится около половины (31 %) месторождений и рудопроявлений, однако это преимущественно мелкие и чаще всего непромышленные объекты.

Почти четверть месторождений локализуется в терригенно-вулканогенных комплексах среднего палеозоя. Несколько больше приходится на долю вулканогенного комплекса. В нем же размещается месторождение Чонкой. В терригенных комплексах среднего палеозоя зафиксирован ряд мелких ртутно-сурьмяных проявлений.

Небольшое количество мелких ртутных месторождений и рудопроявлений установлено в известняковых комплексах среднего палеозоя (5 %).

Итак, наиболее благоприятным для размещения тел минерализованных пород оказывается такой стратиграфический разрез, в основании и верхней части которого развиты сланцы, а в средней части — достаточно мощные известняки или эффузивы. Необходимо подчеркнуть, что очень большая или, наоборот, заниженная мощность одного и особенно двух членов разреза — отрицательные факторы размещения рудных тел. Самым благоприятным представляется тот случай, когда каждый из трех указанных горизонтов — нижний, средний и верхний — обладает мощностями более 400—500 м.

Геологический анализ закономерностей размещения ртутно-сурьмяного оруденения показывает, что наиболее благоприятны для локализации оруденения окварцованные породы (джаспероиды), затем листвениты, массивные и грубослонистые известняки, далее эффузивы, последними идут конгломераты. Например, на месторождении Кадамджай главная масса сурьмяных руд (около 80 % общих запасов месторождения) размещается в рудовмещающих телах окварцованных пород, залегающих на контакте известняков со сланцами. Руды в сланцах включают 14—15 % общих запасов металла и располагаются в непосредственной близости (5—10 м) от контакта, лишь 3—4 % запасов размещается в подстилающих известняках. Наиболее богатые руды залегают в окварцованных породах в непосредственной близости к сланцам или на контакте этих пород.

По месторождениям Хайдаркан и Чаувай картина несколько иная. Количество ртути в рудах, залегающих в телах окварцованных пород, достигает 55—63 % общей суммы запасов, а в кальцитизированных и слабо окварцованных известняках — 35—40 %. В перекрывающих сланцах и песчаниках учетные запасы ртути составляют всего 2—3 %.

Запасы сурьмы на этих месторождениях распределяются примерно так же, как и на сурьмяном месторождении Кадамджай. Основная масса металла (75—80 %) сосредоточена в телах окварцованных пород (джаспероиды), 15—20 % — сланцах.

Приведенные данные подтверждают большую роль стратиграфо-литологических факторов и физико-механических свойств тел рудовмещающих пород в размещении ртутно-сурьмяного оруденения.

Роль геолого-структурных факторов в формировании и размещении тел рудовмещающих пород также значительна.

На границах областей поднятия и опускания складчатых структур района в конце среднего и в позднем палеозое образовались крупные широтные разломы типа надвигов и взбросо-надвигов, реже — сбросов. Поверхности надвигов нередко смещались серией крутопадающих широтных и косых разрывных нарушений, которые являются рудоподводящими и рудораспределяющими каналами.

Большая часть (70—75 %) всех известных месторождений, в том числе почти все крупные и средние (восемь из девяти), размещаются в антиклинорных структурах. Наиболее благоприятны их осевые части: из 126 месторождений в антиклинориях к осевым частям приурочено 108. На крыльях среднепалеозойских антиклинорных структур отмечено 15—20 % месторождений, позднепалеозойских — 20—35 % от общего их числа. В среднепалеозойских синклинорных структурах размещается около 30 % известных месторождений, причем почти все на крыльях синклинория.

По отношению к складчатым сооружениям верхнепалеозойского структурного яруса месторождения размещаются следующим образом. Более трех четвертей их располагается в пределах верхнепалеозойских поднятий. При этом несколько большая по количеству часть (43 %) тяготеет к осевой части поднятий. На крыльях находится 33 % всех известных месторождений, однако в это число входят семь (из девяти) наиболее крупных.

Следовательно, в верхнепалеозойской структуре наиболее благоприятны для локализации крупных ртутно-сурьмяных рудных объектов краевые части поднятий.

В верхнепалеозойских прогибах сурьмяно-ртутное оруденение представлено небольшими месторождениями и рудопроявлениями, основная масса которых размещается в их краевых частях.

Рудные поля и месторождения тяготеют к складчатым и разрывным структурам второго или третьего порядка. Тела пород, вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение, как правило, приурочены к осевым частям антиклинальных складок и к породам лежащего бока надвига (Хайдаркан, Чаувай, Кадамджай), осложненного рудоконтролирующими взбросами и сбросами.

В заключение представляется важным подчеркнуть, что в образовании тел рудовмещающих пород большое значение имели стратиграфические и литологические факторы. Они определили форму, тип и место в стратиграфическом разрезе основных рудоконтролирующих структур. В образовании промышленных рудных тел значение структурных факторов возрастает и становится преобладающим.

В размещении промышленных ртутно-сурьмяных рудных тел решающее значение принадлежит структурным факторам. Это объясняется тем, что стратиграфо-литологические факторы менее изменчивы по площади, чем структурные, и их существенное влияние сказалось на больших площадях.

Рассмотренные факторы формирования размещения тел рудовмещающих пород и промышленных рудных тел в «чистом» виде встречаются редко. Формирование того или иного рудного тела определяется несколькими взаимодействующими факторами. В каждом отдельном случае необходимо выделять главные, ведущие факторы локализации руд.

Рудовмещающие тела сурьмяно-ртутных месторождений размещаются в благоприятных литологических горизонтах при благоприятном сочетании складчатых и разрывных тектонических структур. Комбинация рудоконтролирующих тектонических структур с благоприятными для рудоотложения горизонтами, особенно в зоне контакта карбонатных толщ с покрывающим их песчано-сланцевым экраном, обеспечила образование крупных тел рудовмещающих пород и рудных концентраций.

Крупные рудовмещающие тела с богатыми рудами образуются в наиболее благоприятной геологической позиции, где полнее проявились все

главные факторы, контролирующие размещение оруденения: 1) наличие экранирующей поверхности, 2) сопряжение складчатых и разрывных структур второго и третьего порядка, 3) участки интенсивной деформации пород, обусловленной широким развитием разрывных нарушений и трещин четвертого и более низких порядков.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.
- Исанов Р. Р. Ртутно-сурьмяное оруденение Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1985.— 127 с.
- Жарцов Г. Месторождения сурьмы // Рудные месторождения СССР.— М., 1978.— т. 2.— С. 269—284.
- Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР // Геология руд. месторождений.— 1970.— № 1.— С. 3—21.
- Невский В. А. Тектонические брекчии и структуры расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии // Докл. АН СССР.— 1948.— Т. 61, № 6.— С. 1079—1081.
- Никифоров П. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования.— Фрунзе: Илим, 1969.— 234 с.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
- Поляков В. Э. Ртуть и сурьма.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 208 с.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии.— М.: Госгеолтехиздат, 1947.— 80 с.
- Федорчук В. П. Геология ртуты.— М.: Недра, 1983.— 270 с.
- Федорчук В. П. Геология сурьмы.— М.: Недра, 1985.— 267 с.

Б. С. Панов

О СИГУАНШАНЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУРЬМЫ

За последнее время китайскими геологами получены новые данные об уникальном по своим масштабам Сигуаншаньском сурьмяном месторождении, которое было открыто в 1540 г., а промышленная разработка началась в 1908 г. В нашей литературе сведения о месторождении, по существу, ограничиваются лишь обобщенным его описанием в книге В. П. Федорчука [1985]. С целью восполнения этого пробела ниже приведены новые сведения о нем.

Месторождение Сигуаншань расположено в центральной части провинции Хунань и приурочено к зоне тектономагматической активизации Южно-Китайской платформы, которая размещается между Нанлинской складчатой областью и юго-восточной краевой частью Цзяннаньского среднего массива.

Субстрат массива представлен докембрийскими гнейсами, на которых залегают синийские, палеозойские и более молодые осадочные породы.

В районе месторождения развиты отложения девона, карбона и перми. Оруденение приурочено к верхнедевонским породам, залегающим на известняках среднего девона. Отложения верхнего девона представлены свитами шэтяньчао и сигуаншань (рис. 1).

Нижний горизонт свиты шэтяньчао (D_3s^1) мощностью 45 м и состоит из слюдястых песчаников с прослоями глинистых сланцев, содержащих вкрапления пирита. Средний горизонт свиты (D_3s^2) в нижней своей части имеет мощность 220 м и представлен 16 пластами известняка, переслаивающимися с черными сланцами. Пять из этих пластов известняка (I, IV, VIII, XII, XIV) рудоносны. Верхняя часть среднего горизонта (мощность 90 м) сложена окремнелыми известняками, в нижней их части

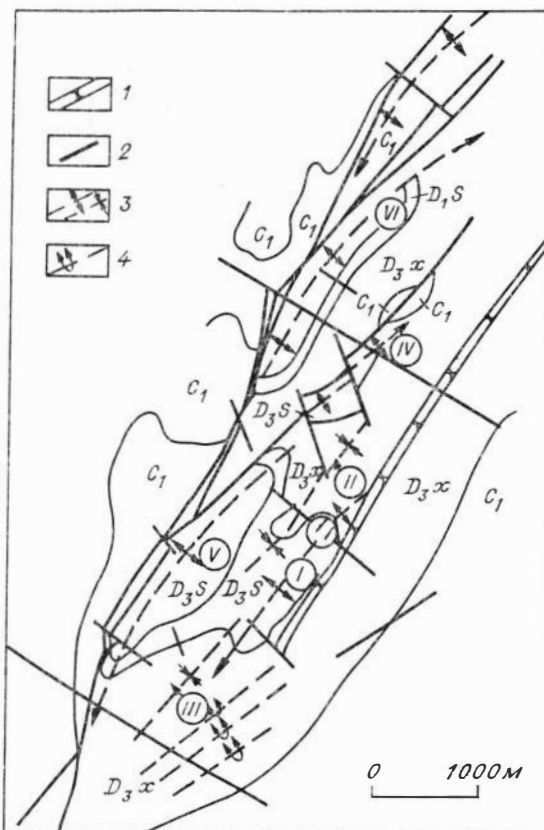
Отдел	Свита	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Литологическое описание
			C_{1Y}^1			
Верхний девон	Сигуаншань	Осюецун	D_{3X}^5		116	Верхняя часть - переслаивание тонко-, средне- и толстослоистых песчаников, алевролитов и сланцев; нижняя часть - черные, серо-черные, желто-зеленые сланцы, мергели, тонкослоистые алевролиты
		Магунао	D_{3X}^4		218	В кровле - толстослоистые темно-серые известняки; средне-верхняя часть - песчаники, известняки; средне-нижняя часть - толстослоистые чистые известняки
		Нитай	D_{3X}^3		20	Гематитовые руды среди мергелей известняков и сланцев
		Гуцун-тань	D_{3X}^2		25-40	Тонкослоистые, конкреционные и железистые биокластические известняки
		Чанлун-де	D_{3X}^1		45-60	Сланцы с прослоями конкреционных мергелей и слоями ракушечных известняков
	Шетяньчао	Сланцев	D_{3S}^3		25-40	Мергели с прослоями биогенных известняков и сланцев с фауной
		Известняков	D_{3S}^{2-2}		0-90	Толстослоистые кремнистые известняки серого и серо-черного до серо-белого цвета с оруденением
			D_{3S}^{2-1}		220	Тонко- и толстослоистые известняки с прослоями черных сланцев и фауной одиночных и колониальных кораллов и строматопор
		Лун-коун	D_{3S}^1		45	Слоистые песчаники и сланцы
				D_2		

Рис. 1. Стратиграфическая колонка пород Сигуаншаньского рудного поля.

Рис. 2. Геологическое строение Сигуаншаньского рудного поля.

C_1 — нижнекаменноугольные отложения; D_{3x} — породы свиты сигуаншань; D_{3s} — породы свиты шэтяньчао. 1 — дайка керсантитов; 2 — тектонические нарушения; 3 — антиклинали, синклинали; 4 — опрокинутые складки.

Рудоносные структуры: I — антиклиналь Ухуа; II, III — синклинали Сянженьдэ — Чанцзыля; IV, V — моноклинали Гунцзяюань — Фейшуйян; VI — Старая шахта.



имеется вкрапленное оруденение. В целом указанный средний горизонт свиты шэтяньчао является рудомещающим. Верхний горизонт свиты (D_{3s}^3) имеет мощность до 40 м и состоит из известняковых сланцев, переслаивающихся с тонкослоистыми мергелями и органогенными известнякамп.

Свита сигуаншань (D_{3x}) расположена стратиграфически выше, имеет мощность до 400 м и состоит из перемежающихся горизонтов известковых сланцев, тонкослоистых строматолитовых известняков, мергелей, песчанистых, глинистых и углистых сланцев, алевролитов и песчаников. Следует отметить наличие пласта биокластического известняка с гематитовыми рудами (см. рис. 1).

Девонские известняки вместе с согласно залегающими на них терригенно-карбонатными породами нижнего карбона собраны в складки, осложненные рядом тектонических нарушений.

Сигуаншаньское рудное поле, состоящее из нескольких месторождений, приурочено к центральной части брахиантиклинали, вытянутой в северо-восточном направлении по азимуту 30° . При ширине в центральной части около 3 км брахиантиклиналь прослеживается в длину до 15 км (рис. 2). Ядро складки сложено известняками свиты шэтяньчао, частично обнажающимися на поверхности. Крылья брахиантиклинали усложнены различными складками второго порядка и дизъюнктивами. В целом восточное крыло брахискладки пологое, а западное — крутое. На западном крыле вплоть до его перехода в центральную часть брахиантиклинали по контакту между верхнедевонскими известняками и перекрывающими их глинистыми сланцами нижнего карбона установлен разлом типа сброса субмеридионального направления с вертикальной амплитудой смещения 700—950 м. Под экраном тектонитов и глинистых сланцев по этой зоне разлома известняки интенсивно окварцованы и превращены в джаспероиды. Выдержанная пластоподобная залежь джаспероидов имеет максимальную мощность до 90 м в сводовой части. На западном крыле она уменьшается до 40—50 м и менее, на восточном — мощность тела джаспероидов резко уменьшается вплоть до полного выклинивания. Между интенсивностью окварцевания и мощностью залежи джаспероидов, а также мощностью рудных тел и содержанием в них сурьмы наблюдается прямо пропорциональная зависимость.

В районе месторождения Сигуаншань обнажения интрузивных пород не установлены. Лишь в восточной части рудного поля известны дайки керсантитов, а в юго-западной — дайки аплитовидных пород.



Рис. 3. Схема размещения стратиформных рудных тел.
 1 — окварцованные известняки;
 2 — антимонитовые рудные тела;
 3 — мпиролитовые полости с кристаллами антимонита.

Сигуаншаньское рудное поле состоит из пяти месторождений, для которых характерно оруденение стратиформного типа. На каждом месторождении

выделяется по три рудоносных пластообразных залежи, приуроченных к окремнелым карбонатным породам верхнего девона, так что, в общем, оруденение Сигуаншаня является многоярусным. Помимо стратиграфического отмечается контроль оруденения структурными факторами, поэтому рудные дела могут иметь сложные условия залегания. По своей морфологии и ориентировке в пространстве выделяются пластовые и пластообразные, полосчатые, линзовидные, жильные, гнездовые и штокверковые рудные тела [Хуагокоу, Шифу, 1980]. Пластовые и пластообразные залежи являются доминирующими. Они размещаются среди окремнелых известняков свиты шэтяньчао и прослеживаются на разные расстояния от ограничивающего их западного разлома — от 50—550 до 1000—1500 м. Рудная минерализация распределена среди них неравномерно, будучи приуроченной в основном к зонам дробления в окварцованных известняках. В большинстве случаев рудные тела имеют ясный контакт с вмещающими их породами. В осевой части антиклинали встречены седловидные рудные тела, а в местах погружения шарнира брахискладки — концентрические. Указанные рудные тела, по существу, являются межпластово-жильными или же штокверковыми, распространение которых контролируется горизонтом джаспероидов. Среди них наиболее часто встречаются прожилковые тела мощностью обычно 10 см, иногда более. Нередко отмечаются простые жильные тела мощностью 20 см и более с концентрированной минерализацией и высоким (до 20 % и более) содержанием сурьмы. Встречаются также рудные прослойки мощностью до 10—15 см, которые согласно чередуются со слоями пород, через десятки сантиметров или первые метры (рис. 3).

Трещинно-полосчатые рудные тела приурочены к лежащему боку Западного разлома, где развита мощная толща окремнелых пород. Они характеризуются минералогической зональностью в поперечном направлении и контролируются не стратиграфическими горизонтами, а трещинной тектоникой и размещаются в разных породах девона в соответствии с ориентировкой разломов. Доминирующие здесь рудные жилы и жильные зоны часто имеют сложную форму (перистые жилы, жилы типа «конский хвост» и т. д.) и мощность от 1—2 до 20 м. В окварцованных известняках рудные тела более протяженные и мощные, с большим содержанием полезного компонента, тогда как в песчаниках и сланцах они имеют небольшие размеры и невысокое содержание сурьмы.

Комбинированные различные по форме рудные тела приурочены к зоне перехода от пластовых к трещинно-полосчатым рудным залежкам. Формы и размеры контролируются структурными элементами в сочетании со стратиграфическими. Располагаются такие тела, имеющие линзовидную, гнездообразную, сложно-жильную, камерную и другие формы на разных расстояниях от Западного разлома в местах взаимопересечений различных структур. Обычно эти рудные тела имеют богатое (до 20 % и более) содержание сурьмы.

Если говорить о распределении оруденения в рудном поле в целом, то следует отметить, что наиболее богатые руды приурочены к сводовой части брахиптиклинали, где под экраном сланцев размещаются выдер-

жанные пластовые залежи, которые по своей мощности занимают до одной трети горизонта джаспероидов. На крыльях брахискладки оруденение распределено неравномерно, контролируясь складчатостью второго порядка и зонами трещиноватости.

Для различных месторождений рудного поля соотношение указанных выше типов руд различно. Так, на месторождениях Лаокуаншань и Тунцзяюань, расположенных в северной части поля, основное количество руд сосредоточено в комбинированных и трещинно-полосчатых телах. Пластовые и пластообразные рудные тела имеют здесь подчиненное значение. Подсчет запасов руд на месторождении Фэйшуйян показал, что здесь отношение количества руд в пластообразных телах к сумме запасов в полосчатых и комбинированных телах примерно равно.

Помимо свиты шэтяньчао, в которой находится промышленное оруденение, редкая вкрапленность антимонита установлена в отложениях надрудной свиты сигуаншань. Она зафиксирована здесь, например, среди карбонатных пород горизонта Нитанли (D_3x^3), где есть ферриаллитовые породы, переходящие в гематитовые руды.

Сигуаншань служит примером мономинерального сурьмяного месторождения. Практически единственным рудным минералом является антимонит, который встречается в виде кристаллов и их сростков различной формы и величины. К верхним горизонтам месторождения приурочены уникальные по своей величине (50 см и более) удлинённые (саблевидные, иголячатые, пластинчатые и т. д.) хорошо ограненные кристаллы антимонита и их сростки, выделявшиеся в пустотах, которые заполнены гидрослюдистой сыпучкой [Федорчук, 1985; Хуагокоу, Шифу, 1980]. Второстепенный минерал — пирит, изредка встречаются халькопирит и киноварь. Эти рудные минералы, как правило, выделяются в поздних прожилках, наложенных на мономинеральные антимонитовые руды. Главным нерудным минералом является кварц, встречается также кальцит и барит, изредка отмечаются серицит, каолинит, пирофиллит и флюорит.

В соответствии с вещественным составом различаются кварц-антимонитовые, кальцит-антимонитовые и барит-антимонитовые руды. На месторождениях рудного поля доминируют кварц-антимонитовые.

Текстуры руд очень разнообразны. Преобладают массивная, жильная, брекчиевидная, пятнистая, друзовая, прожилково-вкрапленная текстуры. В зависимости от типов руд могут преобладать те или иные текстуры. Так, для пластовых рудных тел характерны прожилковая и брекчиевидная текстуры, для полосчатых рудных тел — брекчиевидная и жильная, в меньшей мере массивная и друзовая.

Рудные агрегаты сложены, как правило, идиоморфными кристаллами антимонита. Второстепенное значение имеют ксеноморфные кристаллы, отмечаются также графическая и мозаичная структуры. Местами в рудных образцах заметны следы метасоматоза, а также участие в их образовании коллоидных растворов. В межпластовых, а также секущих рудных жилах наблюдаются иногда рудные агрегаты, сложенные кварцем и радиально-лучистым антимонитом.

Вмещающие оруденение породы были подвержены интенсивным гидротермальным изменениям. Главное из них — окварцевание, отмечаются также пиритизация, серицитизация, кальцитизация и баритизация боковых пород. Кроме того, иногда встречаются пирофиллитизация и каолинизация.

Окварцевание проявилось на площади более 20 км² среди различных пород: известняков, доломитов, песчаников, сланцев. Наиболее интенсивно этот процесс затронул карбонатные породы, которые превращены в джаспероиды и в зависимости от количества кремнезема в них (от 65 до 90 %) приобретают темно-серый, светло-серый вплоть до белого цвет. Окварцевание развито в основном по межпластовым трещинам среди определенных горизонтов карбонатных и других пород. В результате этого в районе месторождения наблюдаются полосчато-окварцованные

породы, окварцованные песчаники и сланцы, а также кварциты (джаспероиды). В этих породах главным минералом является кварц с характерной мелкозернистой (0,015—0,03 мм) структурой. Реже встречаются зерна кварца с размерами от 0,1 до 0,3 мм, самые крупные достигают 1 мм. Структура окварцованных пород мелкозернистая до реликтовой замещения. Текстура — массивная, брекчиевидная, друзовая, полосчатая. С окварцеванием тесно связано распространение сурьмяного оруденения, поэтому наличие окремненных пород представляет собой важный поисковый признак.

Пиритизация развита среди окварцованных пород, а также экранящих горизонт джаспероидов сланцев, так что общая величина составляет несколько десятков метров. Количество пирита в этом ореоле доходит до 3—5, местами до 10 %. Минерал обычно встречается в виде вкрапленных в породу кубических, реже пентагон-додекаэдрических кристаллов размером 0,015—0,08 мм. Отмечаются также жилки пирита мощностью 1—8 мм, обычно приуроченные к плоскостям напластования пород.

Серицитизация нередко отмечается среди измененных сланцев и глинистых известняков. По времени образования она сопряжена с пиритизацией, так что оба эти процесса изменения пород проявлены в них совместно. Серицит представлен чешуйчатыми агрегатами, содержание которых в местах наибольших изменений пород может доходить до 40—60 %.

Кальцитизация завершала рудный процесс, она сопровождается оруденелые зоны, выходя за их пределы. В рудных телах можно наблюдать замещение антимонита кальцитом, представленным прозрачными и полупрозрачными, бесцветными или белыми ромбическими и призматическими кристаллами. Такие кристаллы кальцита развиты вблизи рудных тел, что также используется геологами в качестве поискового признака [Хаугокоу, Шифу, 1980].

Баритизация распространена довольно широко. Барит встречается в трещинах и пустотах окварцованных пород и ассоциируется с антимонитом и кварцем. Формы выделения барита — от сплошных масс до крупных полупрозрачных таблитчатых кристаллов.

Зона окисления контролируется степенью раздробленности и проницаемости рудовмещающих пород, а также уровнем залегания подземных вод. В зоне окисления по антимониту развиваются три оксида сурьмы: фермесит, стибиконит и валентинит. Среди вторичных минералов здесь установлены также кальцит, барит, гипс и самородная сера. Некоторые рудные тела в зоне окисления содержат до 49 % окислов сурьмы.

Главные минералы месторождения — антимонит, кварц и кальцит — нередко содержат флюидные включения. Обычно они являются газожидкими с отношением между этими фазами от 5 до 20 %. Включения характеризуются малыми размерами (около 5 мкм), в их составе преобладают такие катионы, как Na, K, Ca, Mg. Соотношение между первыми двумя элементами в кварце сплошных пластовых рудных тел составляет 2,48—6,9, а в кварце пустот — 2,58—4,57. Соленость законсервированных во включениях растворов высокая, концентрация NaCl составляет обычно 7—19 %, достигая иногда 30 мас. % [Хаугокоу, Шифу, 1980].

Термометрия включений методом гомогенизации (табл. 1) показывает заметные различия полученных данных, что связано с тенденцией уменьшения температуры рудообразования в приповерхностной зоне по сравнению с глубиной. Таким образом, район месторождения характеризуется гомодромной вертикальной зональностью.

Данные табл. 1, как считается, указывают на последовательность формирования различных рудных тел по мере поступления рудообразующих растворов снизу вверх: полосчатые рудные тела (на глубине) → сливающиеся комбинированные → пластовые и пластообразные рудные тела в приповерхностной части месторождения [Хаугокоу, Шифу, 1980].

Температуры образования минералов на месторождении Фэйшуйян (по данным Я. Хуагокоу, Ци Шифу [1980]), °С

Рудные тела	Рудная зона по вертикали	Включения		
		антимонит	кварц	кальцит (ранний)
Пластовые рудные тела I, II Сливающиеся Полосчатые	Приповерхностная	138—160	240—270	200—245
	Переходная	185—215	—	235
	Глубинная	195—215	305	220—290

В мономинеральных пробах антимонита и пирита установлены элементы-спутники, причем их набор сходен с таковым во вмещающих породах. В антимоните содержатся мышьяк (до 1000 г/т), золото и серебро (до 10 г/т), ртуть (обычно менее 300 г/т), галлий и селен (7—44 г/т), в отдельных пробах отмечаются германий, теллур, индий. Более обычны примеси цинка, свинца, меди, молибдена и других элементов в близких к кларковым количествах.

Пирит содержит марганец (20—685 г/т), кобальт (7—26 г/т), никель (12—125,5 г/т), а также стронций, барий и селен.

В настоящее время определены изотопы серы в 261 пробе из десяти различных рудных районов провинции Хунань, в том числе 127 анализов выполнены для рудного поля Сигуаншань. Среди них более 200 проб принадлежат антимониту, а остальные — сопутствующим сульфидам (пириту, арсенопириту, галениту, сфалериту и тетраэдриту). Приведенные в табл. 2 данные показывают большой разброс изотопных отношений: от $-3,3$ до $+16$ ‰ ($\delta^{34}\text{S}$). Средние значения указывают на утяжеление серы изотопом ^{34}S , что свидетельствует об активной роли в процессах минералообразования сульфатной серы осадочной толщи пород, вмещающей рудные залежи. Интересно практическое совпадение среднего по данным 127 анализов значения $\delta^{34}\text{S} = 7$ ‰ антимонита и других сульфидов Сигуаншаньского рудного поля со средним изотопным составом серы современных осадков земной коры, составляющим 7,1 ‰ [Тугаринов, 1973].

Т а б л и ц а 2

Изотопный состав сульфидов Сигуаншаньского рудного поля (по данным Я. Хуагокоу, Ци Шифу [1980]), ‰

Место взятия проб	Номер рудного горизонта	Количество проб	Вариации изотопного состава серы		$\delta^{34}\text{S}_{\text{средн}}$
Месторождение Фэйшуйян	VII	4	+6,3	+8	+7,3
	IX	15	+6,6	+9,2	+7,1
	XI	37	+2,1	+8,3	+7,0
	XIII	14	+5,8	+8,8	+7,4
	В с е г о . . .	70	+2,1	+9,2	+7,1
Месторождение Тунцзяюань	II	2	+6,4	+8,2	+7,0
	III	32	-2,3	+16	+7,1
	В с е г о . . .	34	-2,3	+16	+7,1
Старая шахта		21	-3,3	+11,6	+6,6
Месторождение Ухуа		2	+7,9	+10,7	+9,3
	Всего по рудному полю	127	-3,3	+16	+7,0

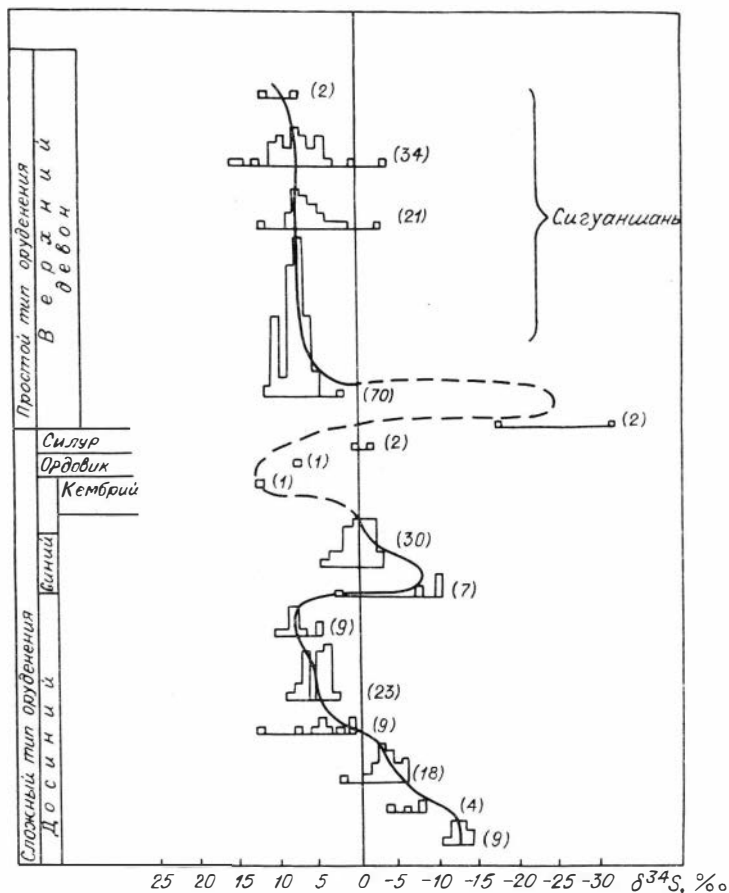


Рис. 4. Изотопный состав серы месторождений сурьмы провинции Хунань.

Анализ всех изотопных данных сурьмяных месторождений провинции Хунань показывает значительно более широкий диапазон колебаний коэффициента $\delta^{34}\text{S}$: от 32,3 до 16 ‰. Сопоставление изотопных данных относительно стратиграфии рудовмещающих пород показывает довольно четко выраженную тенденцию увеличения количества «легкой» серы, обогащенной изотопом ^{32}S , в изученных пробах по мере удрежнения пород (рис. 4). Если для простого, мономинерального типа руд Сигуаншаня линия среднего значения гистограмм и изотопного состава серы имеет устойчивое положительное значение ($\delta^{34}\text{S}$ от 10 до 5 ‰), то для более сложного в минералогическом отношении типа сурьмяных руд, размещенных в породах синия и досиния, вырисовывается четкая тенденция смещения средних значений $\delta^{34}\text{S}$ в область от 0 до 12 ‰.

Довольно детально изучен для месторождений Сигуаншаньского рудного поля изотопный состав кислорода и углерода в сопутствующих оруденению кварце и кальците. По полученным данным (табл. 3, рис. 5, 6) при разбросе изотопных значений кислорода кварца от 7,1 до 16,0 ‰ большинство анализов показывают величины от 11 до 13 ‰.

Изотопный состав кислорода кальцита колеблется от 11,0 до 17,83 ‰, имея в целом более высокие по сравнению с кварцем значения $\delta^{18}\text{O}$ SMOW. Наибольшими (18,06 и 19,23 ‰) они являются для известняков, вмещающих кальцитовые жилы, так что приведенное отличие в изотопии кислорода кварца и кальцита может быть объяснено активной ролью карбонатных пород в процессах минерализации. Изотопный состав углерода кальцита, за исключением одной пробы, имеет значения от 1,18 до

Изотопный состав кислорода и углерода минералов месторождения Сигуаншань, ‰

Минерал	Характеристика пробы	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
Кварц	Образец из пластовой залежи	+12,7	
	Два образца из трещанной жилы	+16,0; +11,5	
	Два образца измененных кварцитов	+13,3; +11,9	
	Пять образцов из пустот в рудном теле	+13,7; +10,8; +16,0; +13,3; +13,8	
	Сросток с антимонитом из полости в рудном теле	+13,0	
	Два образца псевдосталактитов	+13,9; +10,1	
	Образец из измененной кварцевой жилы	+7,1	
Антимонит окисленный	Два образца окислов сурьмы	+15,7; +13,8	
Кальцит	Рудные тела, согласные напластованию	+15,61	+0,54
		+17,83	-0,31
		+16,04	+1,18
	Рудные трещинные жилы различной ориентировки	+14,61	+0,43
		+12,59	+0,80
		+11,21	-0,20
		+11,00	-0,50
		+15,13	+0,24
		+13,11	+0,48
	Образцы из полостей и каверн в рудных телах	+17,72	-0,32
		+15,41	-0,07
		+16,08	-6,11
	Известняк кальцитизированный	+14,22	+0,23
		+17,23	-0,20
		+14,77	+0,73
Известняк, содержащий кальцитовые жилы	+18,06	-0,99	
	+19,23	-1,26	

-1,26 ‰. т. е. находится в области обычных изотопных показателей морских карбонатов [Тугаринов, 1973]. Таким образом, полученные данные по изотопии кислорода и углерода гидротермальных кальцитов согласно свидетельствуют о существенном влиянии осадочных карбонатных пород на рудообразующие растворы.

На основании температурных и изотопных данных определен изотопный состав кислорода материнских вод гидротермальных растворов и углерода насыщавшей их углекислоты.

Для рудного поля Сигуаншань $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от 0,69 до 5,47 ‰ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от 0,18 до 2,64 ‰. Если сравнить эти данные с аналогичными для подоб-

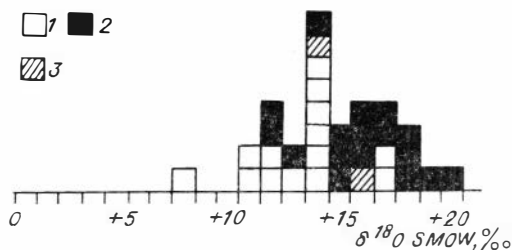


Рис. 5. Изотопный состав кислорода минералов месторождения Сигуаншань. 1 — кварц; 2 — кальцит; 3 — окислы сурьмы.

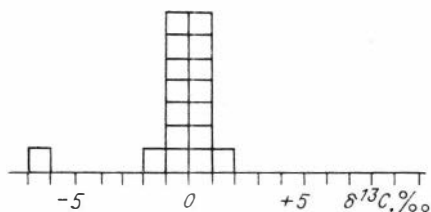


Рис. 6. Изотопный состав углерода кальцита месторождения Сигуаншань.

ных месторождений мира, то можно отметить, что по величине $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ рудное поле Сигуаншань сходно со стратиформными месторождениями Северной Америки ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -3 \div +6 \text{‰}$). По мнению Г. П. Тейлора и других исследователей, эти значения обычно свойственны гидротермальным растворам, вода которых имеет смешанный характер. В ней наряду с глубинной составляющей существенную роль играют метеорные поверхностные воды [Тейлор, 1970].

Среди факторов, контролирующих оруденение на Сигуаншаньском рудном поле, главными являются структурный и литолого-стратиграфический.

Основные рудовмещающие структуры района — различного рода антиклинальные складки. Здесь известны месторождения, приуроченные к брахиантиклиналям, например Тунцзяюань и Фэйшуйян. Размеры антиклинальных структур влияют на масштабы оруденения. Так, к значительной по своим размерам, особенно в сводовой пологой части, брахиантиклиналь Фэйшуйян приурочено крупное одноименное месторождение, тогда как среди закрытых более мелких антиклиналей размещены мелкие месторождения. Следует отметить, что область распространения окремнения совпадает с позицией антиклиналей в пространстве. Вблизи Западного разлома встречаются, как правило, крупные месторождения с высокими содержаниями сурьмы в рудах. В лежащем боку зоны разлома породы сильно окремнены, в них развиты друзовые пустоты с кристаллами антимонита и их сростками. Температура образования антимонита здесь была более высокой, чем в других местах и составляла 255°C . В восточном направлении от разлома окремнение ослабевает, друзовые пустоты встречаются реже, а температура образования антимонита здесь составляет около 200°C . Такая тенденция уменьшения температуры рудообразования к востоку наряду с другими данными свидетельствует в пользу представлений о рудоподводящей роли Западного разлома. В самой зоне разлома рудных тел не обнаружено, однако содержание сурьмы здесь резко повышено и составляет $0,08\text{—}0,2 \%$, что свидетельствует о важной роли разлома в процессах рудообразования.

Литолого-стратиграфический фактор контроля оруденения проявляется в том, что промышленные залежи приурочены лишь к верхнедевонским карбонатным породам свиты шэтяньчао. В чистых массивных известняках оруденение обычно имеет небольшой масштаб, в них лишь тонкие трещины заполнены жильным антимонитом. В пластах известняков, состоящих из переслаивающихся тонких и толстых слоев, широко развиты межпластовые трещины, к которым приурочено концентрированное оруденение (рис. 7).

Следует отметить важную роль в процессе минерализации толщи сланцев, перекрывающих рудоносную свиту. Эти верхнедевонские сланцы свиты сигуаншань мощностью около 100 м стали экраном для рудоносных растворов, которые под его влиянием приобретали высокую концентрацию, производя метасоматические изменения в карбонатных породах и отлагая в них руды. Главные рудные тела приурочены к горизонтам карбонатных пород верхнего девона, так что по этому признаку месторождение относится к типу стратиформных. По особенностям процесса минерализации оно является средне-низкотемпературным гидротермальным с широким проявлением процессов метасоматического замещения пород, а также заполнения пустот в трещинных зонах.

Проявления магматизма в районе представлены лишь двумя дайками обычных спессартитов и аплитовидных пород, какой-либо пространственной или генетической связи оруденения с ними не наблюдается, поэтому месторождение Сигуаншань следует относить к классу телетермальных амагматогенных. Глубинные рудогенерирующие источники были значительно удалены от места рудоотложения и гидротермальные растворы на длительном пути своей циркуляции могли оказывать свое влияние на большие толщи пород. Этим, вероятно, можно объяснить существенно повышенные по

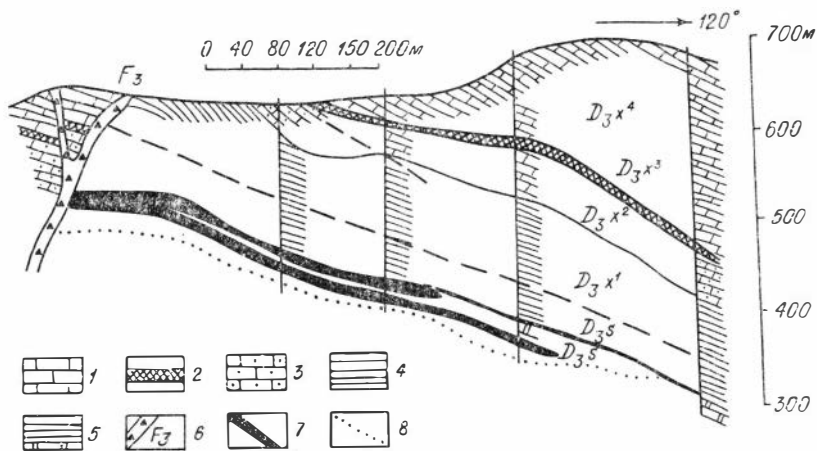


Рис. 7. Обобщенный геологический разрез, иллюстрирующий литолого-стратиграфический контроль рудных тел Сигуаншаньского рудного поля. 1 — известняки горизонта магуанао (D_3x^1) свиты сигуаншань; 2 — железорудный пласт среди карбонатных пород горизонта штан.ли (D_3x^3); 3 — известняки горизонта туцзипан (D_3x^2); 4 — сланцы горизонта чанлунде (D_3x^1); 5 — породы свиты шэтяньчао (D_3s); 6 — разломы и их нумерация; 7 — рудные тела; 8 — контуры ореола окремнения карбонатных пород.

сравнению с кларком содержания сурьмы в различных породах центральной части провинции Хунань. Так, по данным 50 анализов неизмененных известняков свиты шэтяньчао (D_3) сурьмы в них содержится от 47,9 до 100 г/т и более. В 37 образцах известняков и сланцев кембрия количество сурьмы составляет 18,4—43,7 г/т, а в 28 пробах сланцев синийского возраста — 37,4 г/т. Еще выше (в среднем 31,8 г/т) содержания сурьмы в породах досиния. Если сравнить эти величины с кларковыми содержаниями сурьмы в известняках (0,5 г/т), то нетрудно видеть, что полученные данные в 10—200 раз выше кларковых значений. Эти сведения говорят о специфической геохимической особенности Сигуаншаньского рудного поля и прилегающих к нему районов провинции Хунань — существенном обогащении сурьмой всей толщи пород, что может указывать на весьма богатые этим рудным компонентом глубинные источники рудообразующих растворов.

Месторождения образовывались в течение весьма длительного времени. При этом происходили процессы мобилизации и переотложения гидротермальными растворами ранее образованных минералов. Это, например, четко фиксируется по результатам изучения изотопного свинца галенита золото-сурьмяного месторождения Луншань. Полученные данные ($Pb^{206} = 17,233$; $Pb^{207} = 15,478$; $Pb^{208} = 37,603$ при $Pb^{204} = 1$; $Pb^{206}/Pb^{207} = 1,113$) указывают на возраст этого свинца в 900 млн лет. Между тем образец галенита был взят из пород синийского возраста (около 700 млн лет). Это явление объясняется переотложением более древнего — досинийского — свинца в вышележащую толщу пород активными гидротермами на путях их циркуляции.

Сурьмяные месторождения Сигуаншаня относятся к джаспероидному геолого-промышленному типу по классификации В. П. Федорчука [1985] — наиболее важному среди всех остальных типов месторождений. Подобного рода месторождения развиты в СССР в пределах Средне-Азиатской сурьмяно-рудной провинции, например месторождение Кадамжай, имеющее много сходного с месторождением Сигуаншань.

В заключение следует отметить, что в провинции Хунань есть несколько десятков сурьмяных месторождений и более ста рудопроявлений. Наиболее важные в промышленном отношении месторождения расположены в центральной части провинции. Для них характерна приуроченность к определенным типам пород. По имеющимся статистическим дан-

ным, 205 месторождений и рудопроявлений сурьмы залегают в различных осадочных породах, в том числе в слабометаморфизованных сланцах. На долю 73 из них, приуроченных к карбонатным породам, приходится 67 % всех разведанных запасов сурьмы; 72 месторождения и рудопроявления, которые залегают в различного рода сланцах, содержат 33 % запасов, а 60 рудопроявлений, размещенных в песчано-глинистых породах, не имеют промышленного значения.

Сурьмяное оруденение встречается в породах различного возраста (от раннего докембрия до мезо-кайнозоя), но главные рудосодержащие толщи — породы девонской и синийской систем, отчасти досиния. В меньшей мере оруденение развито в породах кембрия, ордовика, силура и карбона.

По минеральному составу выделяется среди всех месторождений провинции два типа руд: простой и сложный. Примером простого типа руд служит Сигуаншаньское рудное поле, к сложному типу относятся более разнообразные в минералогическом отношении руды целого ряда других месторождений провинции. Главными среди них являются золото-сурьмяно-вольфрамовый (месторождение Вуочи и др.), золото-сурьмяный (Луншань и др.), сурьмяно-вольфрамовый (Чжанижинци) и вольфрам-олово-сурьмяный (Уаолушань, Диомалуи) подтипы руд. Для этих месторождений характерно присутствие в рудах наряду с антимонитом таких минералов, как шеелит, самородное золото, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит и др.

Околорудные изменения пород, вмещающих сложный тип руд, более разнообразны по сравнению с простым Сигуаншаньским типом. В них развиты окварцевание, пиритизация, хлоритизация, карбонатизация, обнаруживаются вокруг рудных тел ореолы арсенопиритовой вкрапленности и другие, обычно более высокотемпературные изменения. Указанные околорудные изменения используются в качестве поисковых признаков оруденения. Так, наличие совместных ореолов пирита и арсенопирита обычно указывает на присутствие рудных тел, а интенсивное развитие хлоритизации и карбонатизации свидетельствует, как правило, об уменьшении оруденения вплоть до его выклинивания.

В структурном отношении руды простого минерального состава имеют обычно стратиформный характер при согласном залегании рудных тел с вмещающими породами. Руды сложного состава размещаются в секущих напластование пород телах, образуют как простые, так и сложные жилы и жильные зоны (месторождение Луншань и др.).

В региональном плане сурьмяные месторождения провинции Хунань приурочены к трем тектоническим зонам. Это, во-первых, зона поднятий Хлефунской складчатой области протерозойского возраста, к которой приурочены золото-сурьмяно-вольфрамовые месторождения и, во-вторых, секущая каледониды рудная зона сурьмяно-золотых и вольфрам-олово-сурьмяных месторождений. Сурьмяные месторождения простого состава наложены на породы варисской складчатой зоны и образуют третий структурный тип.

Автор признателен Ли Но и Ли Яогуан за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1970. — С. 101—128.
- Тугаринов А. И. Общая геохимия. — М.: Атомиздат, 1973. — 289 с.
- Федорчук В. П. Геология сурьмы. — М.: Недра, 1985. — 267 с.
- Хуагокоу Я., Ци Шифу. Пособие для практических занятий по курсу месторождений полезных ископаемых. — Чанчунь: Изд-во Чанчуньского геол. ин-та, 1980. — С. 121—125.

ПРОБЛЕМЫ ПРИМЕНЕНИЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основной этап построения генетических моделей рудных месторождений состоит в переходе от наблюдения геологических явлений и фактов к характеристике природного процесса минералообразования при помощи физико-химических параметров: температуры, давления, кислотности-щелочности растворов, окислительно-восстановительного потенциала, активности кислорода и серы. Для получения информации о перечисленных параметрах широко используются результаты исследований газово-жидких включений и фракционирования стабильных изотопов в минералах. Анализ парагенезисов рудных минералов применяется в меньшей мере. Тем не менее важнейшие показатели условий рудообразования — устойчивые минеральные ассоциации, химический состав рудных минералов, последовательность их кристаллизации. Именно метод анализа парагенезисов рудных минералов позволил качественно охарактеризовать закономерности послемагматических процессов [Бетехтин, 1955; Коржинский, 1956]. Дальнейшие перспективы этого метода связывались с интенсивным развитием экспериментальных и термодинамических исследований, которые являются основными источниками наших знаний о влиянии физико-химических параметров на устойчивость тех или иных минералов и минеральных ассоциаций и о распределении элементов между фазами в зависимости от температуры, давления и активностей компонентов. Однако применение результатов исследований к расшифровке процессов гидротермального минералообразования на практике встретило ряд трудностей и, надо сказать, пока не оправдало больших надежд, которые возлагались на них в 60—70-е годы. В ряде случаев физико-химические параметры отложения руд, оцененные на базе экспериментальных данных, оказались настолько нереальными, что возник вопрос о правомерности использования лабораторных исследований при реконструкции природного процесса.

Какие же проблемы необходимо решать для успешного применения физико-химического анализа парагенезисов минералов в рудах? Во-первых, имеются ли доказательства отложения рудных минералов в условиях равновесия; во-вторых, сопоставимы ли результаты лабораторных исследований с наблюдениями в образцах и полированных шлифах руд.

Следует подчеркнуть дискуссионность самого понятия «парагенетическая ассоциация минералов». Существуют три основных понятия парагенезиса: 1) сонахождение минералов в ограниченном пространстве; 2) совместно образовавшиеся минералы в определенный отрезок времени в равновесных условиях; 3) равновесная минеральная ассоциация (без учета возрастных соотношений между минералами). Различные формулировки понятия «парагенетическая ассоциация» и критерии их выделения детально обсуждались А. Д. Генкиным с соавторами [1984] и Н. В. Петровской [1987]. Автор придерживается представлений о рудных парагенезисах, развитых А. Г. Бетехтиным и его последователями, которые относят к парагенетической ассоциации «совокупность минералов, возникших, судя по их срастаниям и пространственным соотношениям, одновременно или последовательно в близких физико-химических условиях без резко выраженных признаков неравновесности» [Генкин и др., 1984, с. 9].

Использование экспериментальных и термодинамических данных для реконструкции условий рудообразования возможно только при допущении, что минеральные ассоциации представляют собой равновесные обра-

зования. Экспериментатор, исследующий минеральные равновесия в лаборатории, обладает целым набором приемов, которые позволяют ему установить, достигнуто равновесие в системе или нет. Геолог, изучающий минеральные парагенезисы в рудах гидротермальных месторождений, такой возможности не имеет. Под микроскопом же отчетливо наблюдаются явления замещения, разъедания, коррозии одних минералов другими, скорее свидетельствующие об отложении минералов в неравновесных условиях. Это привело П. Бартона и Б. Скиннера [1970, с. 286] к такому заключению: «Поскольку состояние равновесия это такое состояние, которое не имеет спонтанной тенденции к изменению, оно, в отличие от неравновесного состояния, обычно неразлично. Поэтому нам приходится аргументировать случай равновесия, исходя из доказательств в основном структурных, полученных как при лабораторных, так и полевых исследованиях». По мнению П. Бартона с соавторами [Barton et al., 1963], минеральное равновесие в рудах следует устанавливать на основании наблюдений структурно-текстурных взаимоотношений, позволяющих выявить одновременность кристаллизации или растворения минералов и особенности состава сосуществующих минералов, в том числе и их однородность. Они рассмотрели следующие возможные варианты:

1. Минералы образовались в равновесных условиях при неизменных физико-химических параметрах. Их зерна должны характеризоваться однородным строением.

2. Минералы отлагались одновременно, но из раствора, характеристики которого изменялись постепенно или прерывисто. В этом случае возникают зональные кристаллы. Корреляция между составами соответствующих зон роста в минералах позволяет говорить о серии «наложенных равновесий», которые было предложено называть «зональным равновесием».

3. В период отложения данного минерала не растворялись ранее отложенные минералы, что позволяет предположить равновесие раствора как с вновь образованными, так и с ранее отложенными (по крайней мере с его поверхностью). Такие случаи распространены в природе и рассматриваются как случаи «поверхностного равновесия».

4. Минералы отлагались одновременно или последовательно при больших скоростях, равновесие не достигалось, и один или оба минерала метастабильны.

В ряде работ подчеркнута важность геохимических критериев для выявления равновесных соотношений сосуществующих минералов, вытекающая из общей формулировки условий термодинамического равновесия системы [Бартон, Скиннер, 1970; Бортников, Генкин, 1984; Воган, Крейг, 1984; Barton et al., 1963]. Гетерогенная многофазовая система находится в состоянии равновесия при равенстве интенсивных параметров — температуры, давления и химических потенциалов компонентов во всех фазах. Следовательно, если пары минералов отлагались в равновесных условиях и при постоянных температуре и давлении, распределение элементов-примесей между ними должно подчиняться закону Генри или между составами минералов переменного состава должна существовать корреляция, т. е. выполняться фазовое соответствие [Коржинский, 1956]. Необходимо подчеркнуть, однако, что такой подход не позволяет различать стабильное и метастабильное равновесие, так как равенство интенсивных параметров по всем фазам является необходимым, но недостаточным условием равновесия. Значительные затруднения связаны с тем, что в системе могут быть выравнены не все интенсивные параметры, т. е. она может находиться в термодинамическом равновесии, тогда как химическое или фазовое равновесие не достигнуто. Другими словами, возможны дальнейшее протекание химических реакций или перераспределение компонентов между фазами [Додж, 1950]. В природных многокомпонентных и многофазовых системах обычно протекает несколько химических реакций, скорости которых существенно различаются, поэтому возникают случаи так называемые

мого частичного равновесия, когда система равновесна в отношении одного процесса, но неравновесна в отношении какого-либо другого. Последнее фиксируется при исследовании распределения элементов-примесей и стабильных изотопов между парами минералов или распределения нескольких элементов в многокомпонентных природных твердых растворах.

В качестве практических критериев распознавания равновесного состояния можно использовать: либо линейно зависимое распределение элементов, которое указывает, что равновесие было установлено не только в наблюдаемом зерне, но и в пределах всей рудной залежи или в месторождении, либо постоянство коэффициентов распределения элементов-примесей в пределах штуфа или месторождения, хотя содержания компонентов могут меняться от зерна к зерну. В пользу того, что распределение микропримесей удовлетворяет условиям равновесия, может свидетельствовать повторяемость картин распределения элементов в разных типах месторождений и различных парагенетических ассоциациях, а также подобие картин фракционирования компонентов между синтетическими аналогами в искусственных системах, где всегда имеются доказательства их равновесного образования [Бортников, Генкин, 1984; Ghosh-Dastidar et al., 1970].

В литературе неоднократно были обсуждены текстурно-структурные доказательства равновесной кристаллизации минералов. Кроме того, в последние годы плодотворно использовался геохимический метод выявления равновесности сосуществующих пар минералов. Ниже будет показано, что сочетание этих критериев позволяет однозначно решить вопрос о равновесности или неравновесности возникшей минеральной ассоциации.

Весьма характерным примером доказательства равновесной последовательной кристаллизации из одного раствора могут служить результаты текстурно-структурных наблюдений и изучения распределения железа и цинка между сфалеритом и блеклыми рудами в различных типах гидротермальных рудных месторождений: золоторудных, свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических и серебро-полиметаллических. Структурные взаимоотношения, наблюдавшиеся под микроскопом, однозначно указывают на более позднее отложение блеклых руд по отношению к сфалериту. Тем не менее во всех случаях при повышении железистости сфалерита увеличивается содержание железа в сосуществующих блеклых рудах. Корреляция между содержаниями железа в обоих минералах наблюдалась даже тогда, когда соотношение железа и цинка существенно изменялось в пределах месторождения. При этом состав отдельных зерен или их агрегатов сохранялся неизменным. Выявленные закономерности в составе сосуществующих сфалерита и блеклых руд свидетельствуют о постоянстве или взаимосвязанном изменении физико-химических параметров, влияющих на распределение железа и цинка между этой парой минералов, а именно: температуры и активности серы [Бортников, Генкин, 1984]. Этот случай может быть иллюстрацией природного процесса, в результате которого фазовое равновесие в системе в целом достигнуто не было и в ней протекали реакции, приведшие к образованию новой фазы, которые в отношении температуры и активности серы могут считаться равновесными.

Для рассмотрения соотношения текстурно-структурных и геохимических критериев равновесности минералов особый интерес представляют закономерные структуры сростания минералов, которые обычно интерпретируются как результат распада твердых растворов, свидетельствуя о принадлежности этих минералов к одной парагенетической ассоциации. Действительно, при исследовании химического состава минералов айкиннит-висмутинового ряда (пекоита и гладита), галенита и матильдита, образующих решетчатые структуры, была установлена определенная корреляция между составами упомянутых минералов: повышение содержания висмутинового минерала в гладите сопровождалось увеличением содержания меди и свинца в пекоите, а повышение содержания серебра и висмута в галените совпадало с повышением concentra-

ции свинца в матильдите. Хотя химизм сосуществующих минералов изменялся в одном месторождении, а нередко и в одном шлифе, их составы, как правило, были постоянными в пределах кристаллов или микроучастков. Рассмотренные данные позволяют говорить о том, что процесс фазового превращения в системе вследствие изменения температуры происходил при равенстве химических потенциалов компонентов, а система достигла равновесия полностью.

К противоположному выводу привело нас исследование химического состава минералов, слагающих грубомирмецитовые агрегаты, возникшие при разложении блеклых руд [Генкин, 1958]. Были обнаружены вариации соотношений сурьмы и мышьяка, и в меньшей мере железа и цинка в новообразованной блеклой руде. Эти наблюдения указывают на неравновесность процесса замещения блеклой руды в отношении химических потенциалов указанных элементов.

О недостижении термодинамического равновесия при отложении ассоциации сульфосолей в сидеритовых жилах Юстыдского прогиба свидетельствует распределение висмута между сосуществующими сульфосолями: цинкениитом и халькостибитом, халькостибитом и тетраэдритом [Борисенко и др., 1986]. Отсутствие корреляции в содержаниях висмута в названных минералах позволяет заключить, что условие равенства химического потенциала этого компонента при отложении ассоциации сульфосолей не соблюдалось. В то же время структурные взаимоотношения минералов свидетельствуют об отсутствии коррозии или замещения одних минералов другими и позволяют отнести минералы к единой парагенетической ассоциации, возникшей при последовательном отложении минералов из одного и того же раствора. На основании данных о составе газовой-жидких включений можно судить об отсутствии резких флуктуаций физико-химических параметров: температуры и состава раствора при кристаллизации этой ассоциации. Описанный случай скорее обусловлен низкими скоростями обменных реакций, способствующих метастабильному образованию отдельных фаз.

Приведенные примеры показывают, что использование наряду с текстурно-структурными геохимическими критериями позволяет установить не только равновесные соотношения минералов, но в ряде случаев и степень достижения равновесия, а также параметры, для которых оно достигнуто в сосуществующих минералах. Очевидно также, что в природных процессах очень редко достигается полное равновесие, а в большинстве случаев наблюдаются признаки частичного равновесия. Поэтому в одной парагенетической ассоциации возможно выделение нескольких равновесных минеральных ассоциаций, возникших в условиях постоянства определенных физико-химических параметров.

Таким образом, в целом особенности распределения элементов в сосуществующих минералах свидетельствуют об отложении руд в равновесных условиях. Однако в каждом конкретном случае достижение равновесного состояния необходимо не только (и даже не столько) обосновывать текстурно-структурными критериями, но и привлекать для правомерности использования экспериментальных данных геохимические критерии, в частности принцип фазового соответствия.

Вторая проблема, с которой приходится сталкиваться исследователю, использующему экспериментальные данные при расшифровке условий рудообразования, — противоречивость результатов лабораторного изучения минеральных равновесий. Несмотря на интенсивные исследования многих рудных систем, имеющих важное значение для понимания условий минералообразования, фазовые взаимоотношения в них, особенно при низких температурах, соответствующих температурам гидротермального минералообразования, остаются неясными. Яркий пример сказанного представляет собой система $PbS-Sb_2S_3$, которая, по мнению многих исследователей, является ключевой в понимании геохимии месторождений сульфосолей и поэтому в течение нескольких лет интенсивно

исследовалась в лабораториях СССР, США, ФРГ, Японии, Канады. Предложено более десятка версий диаграммы состояния этой системы. Основные расхождения касаются фазовых соотношений в интервале 60—75 мол. % PbS, где многим удалось получить фазы, одинаковые по составу, но различающиеся кристаллографическими свойствами и температурой устойчивости. Еще больше разнятся фазовые равновесия в рассматриваемой системе, полученные при изучении водных растворов. По сравнению с так называемой «сухой» системой в ней резко увеличивается число фаз и получены все известные в природе сульфоантимониты свинца. Каковы же причины, приведшие к такому разительному расхождению результатов в зависимости от методов исследования? Важную роль в стабилизации ряда сульфоантимонитов свинца могут играть компоненты раствора, в частности хлор и водород. Однако более существенной причиной, по-видимому, является стойкая метастабильность многих соединений в рассматриваемой системе и ей подобных, в которых широко развиты фазы близкого состава и кристаллографических свойств или протяженные области твердых растворов. Обычно такие фазы обладают и близкими термодинамическими свойствами, что зачастую и не позволяет экспериментатору добиться истинного стабильного равновесия [Bortnikov et al., 1982].

При использовании экспериментальных данных для интерпретации условий минералообразования приходится сталкиваться с тем, что минеральные ассоциации, наблюдаемые в рудах, существенно отличаются от фазовых ассоциаций, установленных в лаборатории. Нередко в природе известно большее число фаз, нежели было получено в системе того же химического состава в лаборатории. Очень часто в рудах устанавливаются минеральные ассоциации, которые в соответствии с данными экспериментальных исследований являются неравновесными или запрещенными. В качестве примера можно привести результаты изучения фазовых взаимоотношений в лаборатории и минеральных парагенезисов в рудах в системах Cu—F—S, Cu—Fe—Zn—S, PbS—Ag₂S—Sb₂S₃ и др. [Бартон, Скinner, 1970; Бортников и др., 1987а,б; Воган, Крейг, 1981, Bortnikov et al., 1982; Sugaki et al., 1987].

Большая неопределенность фазовых взаимоотношений в системе Cu—Fe—S детально обсуждена Д. Воганом и Дж. Крейгом [1981]. По их мнению, метастабильность или неравновесность многих ассоциаций сульфидов меди и железа очевидны, так как в природе наблюдались многие взаимоисключающие минеральные ассоциации, например пирит + борнит и халькопирит + ковеллин. При 300 °C возможно замещение высокотемпературной равновесной ассоциации пирит + борнит ассоциацией идаит + халькопирит. В таком случае обычно встречаемая ассоциация пирит + борнит может рассматриваться как метастабильно существующая при низких температурах. Не исключено, что стабильное существование этой ассоциации при низких температурах обусловлено разложением пдаита. Нестабильная ассоциация халькопирит + ковеллин может отлагаться из перенасыщенных в отношении пирита растворов или вследствие неравновесного распада идаита, при котором так и не смогли образоваться зародыши пирита.

Необычные соотношения минералов были обнаружены в медно-висмутовых рудах Канмансурского рудного поля [Бортников и др., 1987а, б]. Оказалось, что ассоциации, образующие закономерные решетчатые агрегаты, которые напоминают структуры распада твердых растворов, трехминеральны: сложены матильдитом, галенитом и свинцово-серебро-висмутовой сульфосолю, по составу промежуточной между галенитом и матильдитом.

Согласно требованиям фазового равновесия, трехминеральная ассоциация в бинарной системе невозможна. Было высказано предположение, что описываемые минеральные агрегаты возникли в результате ступенчатого разложения высокотемпературной минеральной фазы. В поль-

зу этого свидетельствовало сложное строение выявленных агрегатов: в них наблюдались относительно более крупные выделения свинцово-серебро-висмутовой сульфосоли и матильдита и мелкоигльчатые кристаллы матильдита в матрице галенита. Можно полагать, что первыми образовались более крупные агрегаты матильдита и свинцово-серебро-висмутовой сульфосоли, а затем при дальнейшем охлаждении возникла ассоциация матильдита и галенита. Этот пример может иллюстрировать случай недостижения системой равновесия по температуре, хотя структурные взаимоотношения минералов как будто указывали на их одновременное образование при распаде высокотемпературного твердого раствора.

Особый интерес в связи с рассматриваемой проблемой представляют закономерные структуры сростания сфалерита и халькопирита, считавшиеся продуктами распада высокотемпературного твердого раствора. Проведенные в последние годы исследования фазовых взаимоотношений в системе $Cu-Fe-Zn-S$, а также валового химического состава агрегатов, сложенных тонкими взаимными прорастаниями халькопирита и сфалерита, выявили ничтожную растворимость халькопирита в сфалерите при температурах гидротермального минералообразования (ниже $450^\circ C$), несопоставимую с количеством халькопирита, наблюдаемого в сфалерите. На этом основании был сделан вывод о невозможности возникновения рассматриваемых структур за счет распада твердого раствора [Sugaki et al., 1987]. Совершенно очевидно, что для преодоления противоречий между результатами лабораторных исследований и наблюдениями в природе необходима ревизия результатов экспериментального изучения фазовых равновесий, с одной стороны, и наших представлений о сложных минеральных ассоциациях и структурах руд и их интерпретации на базе экспериментальных данных — с другой.

В заключение следует отметить, что развитие современных представлений о минеральных парагенезисах в рудах гидротермальных месторождений возможно лишь в тесном сочетании с детальным исследованием химического состава сосуществующих минералов и интерпретацией наблюдаемых текстурно-структурных соотношений на базе экспериментальных данных о стабильных фазовых соотношениях рудных минералов. Значительная роль в выделении равновесных минеральных ассоциаций должна принадлежать геохимическим критериям, которые позволяют оценить как степень достижения равновесия, так и те термодинамические параметры, которые оставались неизменными или изменялись взаимосвязанно в период минералообразования. Сопоставление фазовых взаимоотношений в рудных системах, установленных экспериментально, с минеральными ассоциациями будет способствовать выявлению метастабильных ассоциаций внутри парагенезиса минералов. Такой подход позволит выявить некорректные экспериментальные данные, а также учесть в лабораторных исследованиях те факторы, которые могут влиять на устойчивость минералов и минеральных ассоциаций в природной обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартон П., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1970. — С. 211—285.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 479—520.
- Борисенко А. С., Бортник Н. С., Поспелова Г. Г. и др. Висмутсодержащие минералы в сидеритсульфосольных жилах Юстыдского прогиба // Геология и геофизика. — 1986. — № 10. — С. 70—78.
- Бортник Н. С., Генкин А. Д. Сосуществующие сульфиды как показатели условий рудообразования // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд. — М.: Наука, 1984. — С. 29 — 51.

- Бортников Н. С., Генкин А. Д., Коваленкер В. А. Минералого-геохимические показатели условий гидротермального рудообразования // Генезис эндогенных месторождений разных глубин.— М.: Наука, 1987.— С. 5—19.
- Бортников Н. С., Лалутина И. П., Сафонов Ю. Г. Новая группа минералов системы Ag—Pb—Bi—S из Канмансурского рудного поля (Карамазар) // Докл. АН СССР.— 1987б.— Т. 292, № 5.— С. 1235—1238.
- Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов.— М.: Мир, 1981.— 575 с.
- Генкин А. Д. Явления разложения рудных минералов // Структуры и текстуры руд.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— С. 248—258.
- Генкин А. Д., Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Современное состояние исследований минеральных парагенезисов в рудах // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд.— М.: Наука, 1984.— С. 5—29.
- Долж Б. Ф. Химическая термодинамика.— М.: Иностран. лит., 1950.— 786 с.
- Коржневский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 288 с.
- Петрвская Н. В. Опыт упорядочения системы понятий о минеральных ассоциациях и парагенезисах минералов // Зап. ВМО.— 1987.— Т. 116, вып. 2.— С. 163—177.
- Barton P. B., Bethke P. M., Toulmin P. Equilibrium in ore deposits // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper.— 1963.— N 1.— P. 171—185.
- Bortnikov N. S., Nekrasov I. Ya., Mozgora N. N., Tsepin A. I. Phases and phase relations in the central portion of the system Fe—Pb—Sb—S between 300 and 500 °C in relation to lead-antimony sulphosalt. // Neues Jahrb. Mineral. Abh.— 1982.— Bd 143, H. 4 — S. 37—60.
- Ghosh-Dastidar P., Paijari G. E., Trembath L. T. Factors affecting the element partition coefficients between coexisting sulfides // Econ. Geol.— 1970.— Vol. 66, N 7.— P. 815—837.
- Sugaki A., Kitakaze A., Kojima S. Bulk compositions of intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications // Mineral. Deposita.— 1987.— Vol. 22, N 1.— P. 26—32.

*Л. В. Гущина, В. И. Белеванцев,
Г. Р. Колонин, А. А. Оболенский*

О РОЛИ АТОМАРНОЙ РАСТВОРЕННОЙ ФОРМЫ Hg⁰aq В ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМАХ

Заметная роль паров Hg и ее атомарной растворенной формы Hg⁰aq в процессах рудообразования на ртутных месторождениях и в формировании первичных ореолов рассеяния, сопровождающих эти месторождения и рудоконтролирующие структуры, была отмечена еще А. А. Сауковым [1946], а Н. Х. Айдиньян изучена растворимость ртути в воде [Айдиньян, 1960]. Во многих последних работах были предприняты попытки оценить роль атомарной растворенной формы как ведущей в переносе ртути водными флюидами в надкритических условиях и в гидротермальном процессе при физико-химических параметрах, близких к начальным стадиям отложения ртутных руд [Krauskopf, 1954; Краускопф, 1964; Сорокин, 1973; Сорокин, Груздев, 1975; Оболенский, 1976, 1985; Геология и генезис..., 1978; Шикина и др., 1982, 1985; Гущина и др., 1988]. Вместе с тем количественная оценка роли Hg⁰aq, условия ее появления в природных гидротермах, роль в рудообразовании остаются до последнего времени достаточно дискуссионными. Более того, до сих пор нет последовательного и строгого обоснования возможности действительной реализации в природных условиях равновесия между подсистемами Hg(0)—Hg(I)—Hg(II) в ходе развития природных гидротермальных процессов.

В одной из ранее выполненных работ [Белеванцев и др., 1980, 1982] на основе численного решения уравнений химической термодинамики на ЭВМ были выявлены ведущие химические формы Hg(II) в системе H₂O—Cl⁻—H₂S, способные обеспечить перенос ртути высококонцентрированными хлоридными и сульфидными природными гидротермальными растворами. По расчетным данным для распространенных в природе кислых минералообразующих растворов натриево-кальциево-хлоридного, калие-

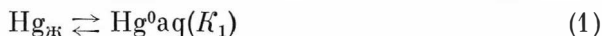
Значения констант равновесия (pK_1^0) реакции (I) в интервале температур 25—500 °C

Источник	t, °C									
	25	72	100	120	150	200	250	300	400	500
Эксперимент: Reichardt, Bonchoeff- fer, 1931 Glew, Hames, 1971 Сорокин, 1973; Соро- кин, Груздев, 1975; Сорокин и др., 1978	6,52	6,01		5,28						
Расчет: В. И. Сорокин (лич- ное сообщение) Ходаковский и др., 1977 *	6,63	5,98	5,54	5,29	4,77	4,02	3,33	2,75	1,74	0,82
Шишкина и др., 1982 *	6,52	6,01	5,61 4,99	5,31	4,84	4,07 3,68	3,35	2,67	1,58	0,79
Varekamp, Buseck, 1984	6,53	6,02	5,62	5,38	4,94	4,28	3,65			

Примечание. Звездочкой отмечены данные с корректировкой на влияние давления насыщенного пара воды при температурах, существенно превышающих 100 °C.

во-натриево-хлоридного, натриево-хлоридно-углекислого типа при низких температурах основной формой переноса ртути (II) является $\text{Hg}(\text{HS})_2$, при высокой температуре — HgCl_n^{2-n} , $\text{HgCl}(\text{HS})^0$. Для натриево-бикарбонатно-хлоридного нейтрального раствора при всех температурах основные формы — $\text{Hg}(\text{HS})_2$, $\text{HgS}(\text{HS})^-$, для щелочных натриево-карбонатно-хлоридного и натриево-карбонатно-бикарбонатного растворов — HgS_3^{2-} . О малой вероятности существенного вклада Hg^0aq в рассмотренном в этой работе спектре условий высказано лишь предположение. Для более строгого моделирования переноса ртути гидротермальными растворами весьма важно оценить достоверность имеющихся в литературе экспериментальных данных по растворимости жидкой ($\text{Hg}_{\text{ж}}$) или газообразной ($\text{Hg}_{\text{г}}$) ртути в воде в широком интервале температур.

Растворимость ртути в воде как константа равновесия реакции



изучена в области низких температур 5—120 °C [Reichardt, Bonchoeff-fer, 1931; Glew, Hames, 1971] и при температурах до 500 °C под давлением пара воды до 1000 атм [Сорокин, 1973; Сорокин, Груздев, 1975; Сорокин и др., 1978]. На основе этих экспериментальных данных были сделаны интерполяционно-экстраполяционные оценки растворимости $\text{Hg}_{\text{ж}}$ в воде в интервале температур 25—500 °C [Ходаковский и др., 1977; Шишкина и др., 1982; Varekamp, Buseck, 1984], которые мы привели в табл. 1 в единицах pK_1 .

Можно видеть, что уровень взаимной согласованности различных данных и подходов к их объединению в единую температурную зависимость оставался неудовлетворительным. Так, при 200 °C несоответствия достигают 0,7 лог. ед., а их причины не были вскрыты.

В справочнике, подготовленном Х. Л. Клеве [Clever, 1987]*, систематизированы все работы по экспериментальному определению растворимости $\text{Hg}_{\text{ж}}$ в чистой воде. При 298 К данные восьми работ, полученные тремя разными методами, неплохо согласуются между собой, поэтому среднее значение $K_1 = (3,01 \pm 0,12) \cdot 10^{-7}$ моль/кг H_2O , вычисленное Х. Л. Клеве, можно признать оптимальной оценкой. В этой же работе таблично и графически представлены значения растворимости в интервале температур 273—373 К, измеренные 16 различными авторами. Х. Л. Клеве провел обработку совокупности отобранных им данных, используя рег-

* Раздел справочника, посвященный растворимости ртути в воде, был любезно прислан профессором Х. Л. Клеве одному из авторов.

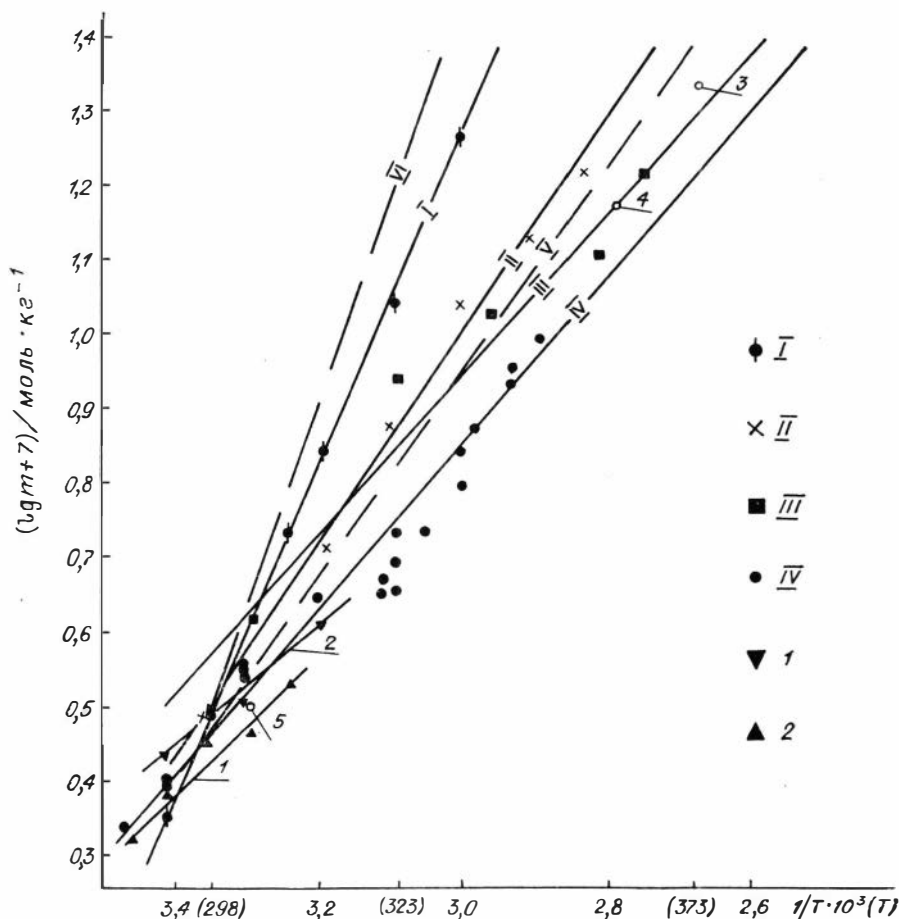


Рис. 1. Растворимость ртути в воде.

I — [Sanemasa, 1975]; II — [Onat, 1974]; III — [Choi, Tuck, 1962]; IV — [Glew, Hames, 1971]; V — [Clever, 1987], по уравнению регрессии (3); VI — интерполяция по литературным данным для 298 К и нашим для 423, 473, 523 К. 1 — [Spenser, 1968]; 2 — [Okouchi, Sasaki, 1981]; 3 — [Сорокин и др., 1978]; 4 — [Stock et al., 1934]; 5 — [Baltisberger et al., 1979].

рессионный анализ. Вместе с тем сопоставление результатов разных авторов показало нерациональность такого объединения. Поэтому мы провели дифференцированный анализ данных тех же работ, осуществив обработку по уравнению прямой

$$\lg m_{\text{Hg}^0_{\text{aq}}} = a + b \frac{1}{T}. \quad (2)$$

Результаты представлены на рис. 1. Видно, что отчетливо выделяются четыре статистически значимо различающиеся группы данных, существенное различие которых не может быть объяснено принятым уровнем огрубления при обработке. Это, скорее всего, является следствием существенных систематических ошибок, функционально связанных с изменением температуры эксперимента.

Ситуацию наглядно иллюстрирует табл. 2, в которой приведены результаты линейной экстраполяции на более высокие температуры четырех выделенных нами групп эмпирических данных, а также данные по аппроксимации В. И. Сорокина, с одной стороны, и Х. Л. Клеве [Clever, 1987] — с другой.

Конечно, в нашей экстраполяции может стать существенным систематическое искажение, связанное с неучетом неравенства $\Delta \bar{C}_p \neq 0$ и влиянием резко нарастающего в области высоких температур давления в системе. Однако это искажение должно носить одинаковый характер

Результаты линейной от $1/T$ экстраполяции по четырем (I—IV) группам литературных данных в единицах $(\lg m + 7)/\text{моль} \cdot \text{кг}^{-1}$

Источник данных	T, K			
	473	573	673	773
I	3,3	4,1	4,7	5,1
II	2,5	3,1	3,5	3,8
III	2,1	2,6	2,9	3,2
IV	1,9	2,3	2,6	2,8
В. И. Сорокин (личное сообщение)	2,98	4,25	5,26	6,18
[Clever, 1987], по регрессии	2,88	4,14	5,17	5,95

для всех четырех групп опорных данных и не может объяснить наблюдаемые существенные различия между ними.

Для получения новой информации нами был использован спектрофотометрический метод. Впервые спектр поглощения Hg^{aq} был получен на спектрографе Х. Рейхардом и К. Бонхоффером [Reichardt, Bonshoeffler, 1931] при изучении ими растворимости ртути при 120°C . Мы провели исследование на спектрофотометре «Specord-UV-VIS» с помощью специальной высокотемпературной приставки [Колонин, Колеватов, 1978; Колонин, 1979].

Вначале была выполнена серия экспериментов по спектрофотометрическому определению изменений растворимости $\text{Hg}_{\text{ж}}$ в дистиллированной воде при изменении температуры в интервале $150\text{—}250^\circ\text{C}$. Спектры поглощения Hg^{aq} в водном растворе, находящемся в равновесии с $\text{Hg}_{\text{ж}}$, представлены на рис. 2. Факт равновесия специально контролировался. Скорость его установления, конечно, должна зависеть от условий эксперимента, например от поверхности контакта $\text{Hg}_{\text{ж}}$ и раствора, от режима выхода на заданную температуру и ее уровня и т. п. В наших экспериментах равновесие достигалось по истечении $8\text{—}2$ ч после стандартного выхода на заданный температурный режим при $150\text{—}250^\circ\text{C}$, соответственно.

На рис. 3 представлена зависимость логарифма оптической плотности (D), нормированной к стандартной толщине поглощающего слоя 1 см, от $(T \text{ K})^{-1} \cdot 10^3$. Известен факт сравнительно малого влияния изменений температуры на величину моляльного коэффициента экстинкции химической формы в растворе, если это, например, полоса переноса заряда [Колонин, 1979]. В нашем случае такая возможность дополнительно подтверждается практической неизменностью формы спектра в интервале волновых чисел $40\text{—}37$ тыс. см^{-1} при изменении температуры от 150 до 250°C . Следовательно, можно предполагать, что представленная на рис. 3 зависимость должна достаточно хорошо передавать влияние температуры на растворимость $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Так мы оценили величину $\Delta \lg m_{\text{Hg}^{\text{aq}}} = 1,23$ для интервала $150\text{—}250^\circ\text{C}$, хотя по данным В. И. Сорокина соответствующее изменение составляет $1,43$, а по регрессии Х. Л. Клеве [Clever, 1987] — $1,37$.

Чтобы получить ответ на вопрос о растворимости $\text{Hg}_{\text{ж}}$, необходимо располагать информацией о моляльном коэффициенте экстинкции Hg^{aq} при соответствующих температурах. Для достижения этой цели мы применили простой прием. В дистиллированную воду вводили контролируемые количества такого химического соединения ртути, которое при соответствующей повышенной температуре уже прямо в кювете должно полностью разложиться с образованием Hg^{aq} в условиях недосыщенности по отношению к $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Судя по литературным химико-термодинамическим данным [Карапетьянц М. Х., Карапетьянц М. Л., 1968; На-

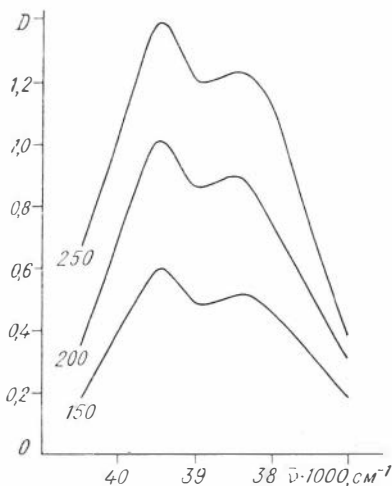


Рис. 2. Влияние температуры на спектр поглощения водного раствора ртути в равновесии с $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Рабочая длина кювет: (150 °C) 1,26 см; (200 °C) 0,55 см; (250 °C) 0,18 см.

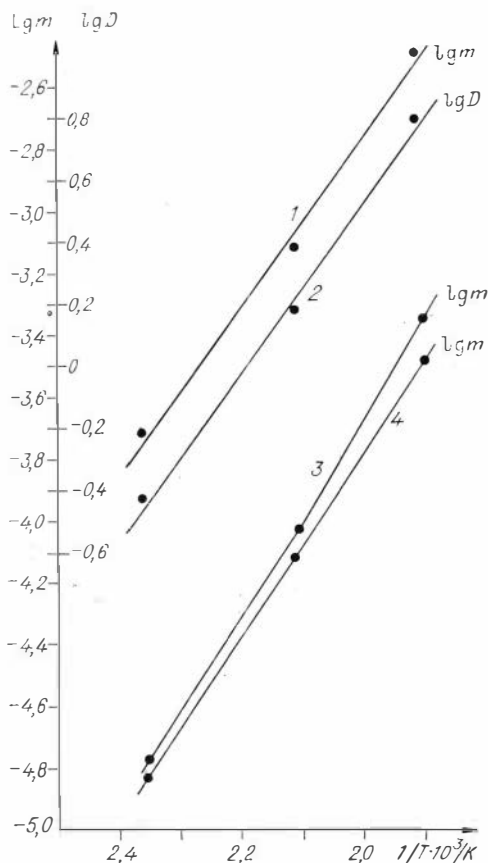


Рис. 3. Зависимость оптической плотности ($\lg D$) и растворимости ($\lg n$) $\text{Hg}_{\text{ж}}$ в воде от температуры.

1, 2 — наши экспериментальные данные; 3 — по В. И. Сорокину [1986]; 4 — по регрессии Х. Л. Клеве.

умов и др., 1971; Термические константы веществ, 1965, 1972] и нашим оценкам, для указанных целей подходит сулема (HgCl_2). Она достаточно хорошо растворима в воде при комнатной температуре и образует почти недиссоциированную на ионы химическую форму HgCl_2aq . При нагревании до 150 °C и выше HgCl_2aq может почти полностью превратиться в Hg^0aq и другие продукты согласно общему уравнению реакции



При недостаточной полноте превращения процесс (3) можно было сместить вправо путем повышения pH раствора с помощью нейтрального в других отношениях буфера.

Эксперимент был прост. Растворы HgCl_2 определенной концентрации выдерживали при заданной температуре 250 °C прямо в кювете до прекращения заметного приращения оптической плотности в области поглощения Hg^0aq . Затем анализировали всю совокупность оптических плотностей. Дополнительный контроль полноты разложения осуществляли двумя способами: во-первых, путем регистрации поглощения в растворах с заданным, с помощью буфера, существенно большим значением pH; во-вторых, путем фиксации влияния понижения температуры от 250 до 200 и 150 °C на оптическую плотность растворов, после того как в них произошло превращение (3).

Результаты представлены на рис. 4 и в табл. 3. Форма спектра в рассмотренной области волновых чисел 40—37 тыс. cm^{-1} не зависит от исходной концентрации HgCl_2aq . В пределах погрешности выполняется и закон Бера. Резкое повышение pH также не влияет на оптическую плотность растворов. Снижение температуры мало влияет на оптическую плотность растворов, за исключением предпоследнего и последнего (см. табл. 3). Однако нормированная на 1 см толщины поглощающего слоя

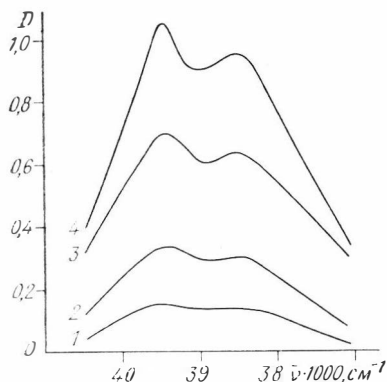


Рис. 4. Спектры поглощения растворов HgCl_2 , нагретых до 250°C . Рабочая длина кюветы 1,5 см. 1 — $5,0 \cdot 10^{-5}$ моль/кг H_2O ; 2 — $1,0 \cdot 10^{-4}$; 3 — $2,0 \cdot 10^{-4}$; 4 — $3,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O .

оптическая плотность растворов № 8 и 9 совпадает с соответствующей величиной, полученной ранее для раствора в равновесии с $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Следовательно, регистрируемое понижение оптической плотности этих растворов при понижении температуры до 150°C связано с выделением $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Совокупность указанных фактов однозначно доказывает то, что превращение (3) полностью смещено вправо при всех трех температурах, а коэффициент экстинкции Hg^{Oaq} в приведенном выше интервале волновых чисел почти не зависит от температуры. Это позволяет рассчитать молярный коэффициент экстинкции химической формы Hg^{Oaq} при $\bar{\nu} = 39\,000\text{ см}^{-1}$ $\{\epsilon = (19,6 \pm 0,7) \cdot 10^2$; $\lg \epsilon = 3,29 \pm 0,02\}$, а вместе с данными рис. 2 — и растворимость $\text{Hg}_{\text{ж}}$ $\{\lg m_{\text{Hg}^{\text{Oaq}}} = -3,71$ (150°C), $-3,09$ (200°C), $-2,47$ (250°C)}. Погрешность найденных величин $\lg m_{\text{Hg}^{\text{Oaq}}}$ вряд ли превышает 0,1 лог. ед., стандартное отклонение, по видимому, лежит на уровне 0,03 лог. ед.

Можно видеть (см. рис. 3), что измеренная нами растворимость заметно выше полученной В. И. Сорокиным и др. [Сорокин, 1973; Сорокин, Груздев, 1975; Сорокин и др., 1978], а также расчетных значений по Х. Л. Клеве [Clever, 1987].

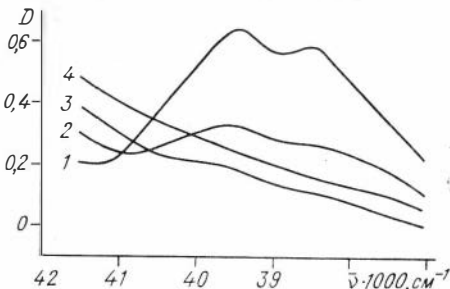
Если на основе наших результатов и среднего значения для группы хорошо согласующихся между собой данных при 298 К осуществить линейную интерполяцию, то получим прямую (см. рис. 1), которая лежит выше всех известных нам экспериментальных данных. Весьма близко к этой прямой располагаются лишь результаты Санемасы [Sanemasa, 1975]. Скорее всего, это указывает на неравновесность данных, полученных остальными авторами. Поэтому, считая корректными данные Санемасы и свои, мы обработали соответствующую совокупность по уравнению:

$$\Delta \bar{G}_T^0 = \Delta \bar{H}_{T_0}^0 - T \Delta \bar{S}_{T_0}^0 + \Delta \bar{C}_P \left[(T - T_0) - T \ln \frac{T}{T_0} \right], \quad (4)$$

приняв $T_0 = 323\text{ К}$, $\Delta \bar{C}_P = \text{const}$ во всем интервале 298—523 К как первое приближение.

В итоге получены следующие оценки термодинамических параметров реакции (3): $\Delta \bar{H}_{323}^0 \simeq 12,8 \pm 0,7$ ккал/моль, $\Delta \bar{S}_{323}^0 \simeq 12,9 \pm 2,2$ кал/моль·К, $\Delta \bar{C}_P \simeq 3,9 \pm 1,0$ кал/моль·К. Дополнительная погрешность, уровень которой можно оценить, может быть связана с пренебрежением зависимостью

Рис. 5. Спектры поглощения кислых ($\text{pH}_{25} = 3$) ртутьсодержащих ($\text{HgCl}_2 - 5,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O) хлоридных растворов при 250°C . Рабочая длина кюветы 0,55 см. 1 — $c_{\text{Cl}^-} = 1,0 \cdot 10^{-3}$ моль/кг H_2O ; 2 — $c_{\text{Cl}^-} = 2,0 \cdot 10^{-3}$; 3 — $c_{\text{Cl}^-} = 4,0 \cdot 10^{-3}$; 4 — $c_{\text{Cl}^-} = 6,0 \cdot 10^{-3}$ моль/кг H_2O .



Т а б л и ц а 3

Оптические плотности растворов HgCl_2 после перехода ртути в форму Hg^0aq при 250°C ($\bar{\nu} = 39\,000\text{ см}^{-1}$)

№ п/п	Исходная концентрация HgCl_2	Длина кюветы, см	Температура, $^\circ\text{C}$.		
			150*	200*	250
	$4,89 \cdot 10^{-5}$	1,50	0,130	0,135	0,145
2	$5,04 \cdot 10^{-5}$	1,50	0,125	0,138	0,148
3	$5,17 \cdot 10^{-5}$	1,50	0,145	0,150	0,160
4	$1,07 \cdot 10^{-4}$	1,50	0,280	0,295	0,305
5	$0,99 \cdot 10^{-4}$	1,50	0,285	0,288	0,298
6	$1,03 \cdot 10^{-4}$	1,50	0,290	0,300	0,310
7	$2,16 \cdot 10^{-4}$ **	1,50	—	—	0,645
8	$2,26 \cdot 10^{-4}$	0,74	0,280	0,325	0,340
9	$3,18 \cdot 10^{-4}$	0,74	0,275	0,460	0,472

* Величины оптической плотности, замеренные на этапе охлаждения, после получения информации для 250°C .

** Раствор с буфером.

$\Delta\bar{C}_p$ от температуры и влиянием давления насыщенного пара воды в области высоких температур. Правда, поскольку при 250°C давление достигает лишь $40,5$ атм, его влияние вполне допустимо не учитывать [Ходаковский и др., 1977].

Вторая часть наших исследований была посвящена изучению условий и границ существования атомарной формы ртути в хлоридных и хлоридно-сульфидных ртутьсодержащих растворах при повышенных температурах. На рис. 5 представлены спектры поглощения четырех кислых хлоридных растворов, приготовленных в условиях воздушной атмосферы со степенью заполнения кюветы 70% и приведенных к равновесию при 250°C . Видно, что в результате постепенного повышения содержания хлорид-иона полностью исчезает полоса поглощения атомарной ртути. Наблюдаемая картина свидетельствует о том, что в этих условиях основная часть ртути остается в форме (HgCl_n^{2-n}). Результаты оценки содержания формы Hg^0aq в данных растворах на основе рассчитанного коэффициента экстинкции приведены в табл. 4.

Остальные эксперименты проводились со сложными ртутьсодержащими хлоридно-сульфидными растворами ($\text{HgCl}_2 - 5,0 \cdot 10^{-4} m$; $\text{NaOH} - 1,0 \cdot 10^{-3} m$; $\text{H}_2\text{S} - 0,015 m$; $\text{NaCl} -$ от $1,0 \cdot 10^{-3}$ до $0,5 m$). Концентрация сероводорода контролировалась объемным методом (титрованием тиосульфатом натрия в присутствии йода). Как приготовление самих растворов, так и сборку и герметизацию кювет проводили в боксе в атмосфере инертного газа (аргона), чтобы предотвратить или резко ослабить влияние на них кислорода воздуха.

Спектрофотометрические измерения в данных растворах становились возможными только при 250°C после полного растворения в них образовавшегося осадка сульфида ртути. Как только растворы обесцв-

Т а б л и ц а 4

Концентрация Hg^0aq в кислых ($\text{pH}_{25} = 3$) ртутьсодержащих ($\text{HgCl}_2 - 5,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O) хлоридных растворах

$t, ^\circ\text{C}$	C_{Cl^-} в растворе, моль/кг H_2O				
	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
200	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	Следы	—	—
250	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	Следы

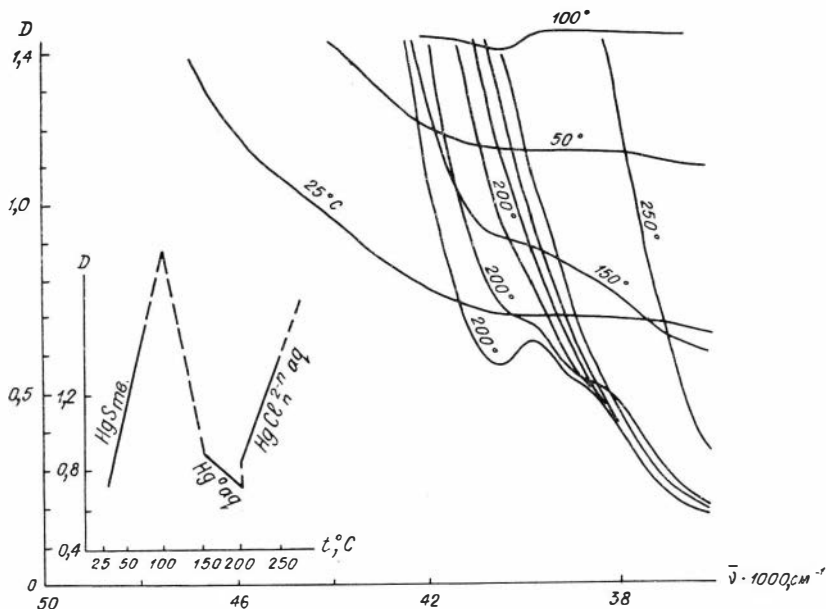
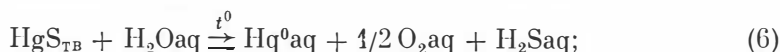


Рис. 6. Влияние температуры на спектр поглощения раствора HgCl_2 ($5,0 \cdot 10^{-4}$) + H_2S (0,015) + NaCl (0,5) + NaOH (моль/кг H_2O) при $\rho_{\text{H}_2\text{S}} = 11$. Рабочая длина кюветы 0,55 см.

чивались и становились прозрачными, начинала фиксироваться полоса поглощения Hg^0aq формы. На рис. 6 представлены результаты одного из опытов, в котором изменения характера спектра поглощения наглядно демонстрируют последовательность взаимопревращений химических форм ртути с ростом температуры.

Исходя из первичной информации, совокупность процессов в щелочных хлоридно-сульфидных растворах можно представить следующим образом:



Из рис. 7 следует, что для растворов с концентрациями хлорид-иона (от $1,0 \cdot 10^{-3}$ до 0,08 моль/кг H_2O), соответствующих спектру 1, основной поглощающей формой является Hg^0aq . Расчет с использованием ранее найденного коэффициента экстинкции для $\bar{\nu} = 39000 \text{ см}^{-1}$ показывает, что в этих растворах практически вся исходная ртуть (II) перешла в форму Hg^0aq . При концентрации хлоридного аниона 0,2 моль/кг H_2O в растворе в процессе достижения температуры 250°C наблюдается неполное превращение Hg(II) в Hg(0) , которое по мере приближения к равновесному состоянию, совсем исчезает. В то же время при переходе от 2^а к 2^д виды спектров становятся все более соответствующими спектрам хлоридных комплексов ртути [Белеванцев, Бадмаева, 1974], как, впрочем, и спектр 4 на рис. 5.

Таким образом, диапазон существования атомарной формы ртути в щелочных хлоридно-сульфидных ртутьсодержащих растворах намного шире, чем в кислых хлоридных, но уже при концентрации 0,2 моль/кг H_2O данная форма и в этих растворах исчезает (рис. 8).

Итак, выявилась возможность возникновения значительных концентраций растворенной атомарной ртути в условиях высоких температур в растворах с содержанием хлорид-иона $\leq 2,0 \cdot 10^{-3}$ моль/кг H_2O для

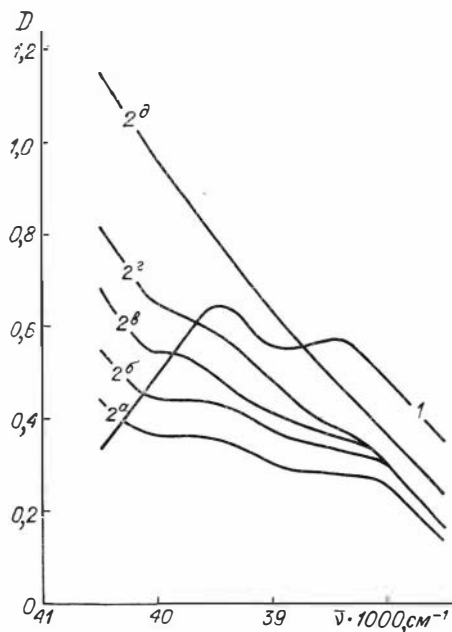


Рис. 7. Спектры поглощения щелочных ($pH_{25} = 11$) ртутьсодержащих ($HgCl_2 = 5,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O) хлоридно-сульфидных ($H_2S = 0,015$ моль/кг H_2O) растворов при $250^\circ C$. Рабочая длина кюветы $0,55$ см.

1 — спектр раствора с $C_{Cl^-} = 0,08$ моль/кг H_2O , ему полностью соответствуют спектры остальных изученных растворов с C_{Cl^-} (от $1,0 \cdot 10^{-3}$ до $0,05$ моль/кг H_2O); 2 — спектр раствора с $C_{Cl^-} = 0,2$ моль/кг H_2O в процессе подхода к равновесию: 2а — зарегистрировано через 10 мин после выхода на $t = 250^\circ C$, 2б — 2д — зарегистрированы последовательно с интервалом 5 мин.

кислых и $\leq 0,2$ моль/кг H_2O для щелочных сероводородных растворов при отсутствии значительных количеств кислорода.

По данным, полученным при исследовании газовой-жидких включений методом криометрии [Манучарянец и др., 1970; Борисенко, 1974, 1977; Оболенский, 1976; Борисенко, Оболенский, 1976, 1977, 1978; Оболенский, Борисенко, 1979], были установлены химический состав и концентрация основных компонентов мипералообразующих растворов. Эти растворы оказались достаточно концентрированными электролитами, содержащими значительные количества хлорид-иона ($0,85-4,92$ моль/кг H_2O). Такие концентрации хлорида намного превышают те, при которых мы экспериментально обнаружили заметное превращение химических форм ртути (II) в Hg^{0aq} . Таким образом, подтверждается сделанное ранее предположение [Белеванцев и др., 1980, 1982] о незначительной роли химической формы Hg^{0aq} в переносе ртути высококонцентрированными хлоридными и хлоридно-сульфидными гидротермальными растворами и ограниченном участии растворов с преобладанием Hg^{0aq} формы в природных процессах рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Айдыньян Н. Х. Некоторые данные о переходе ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и сульфида ртути с дистиллированной водой и природной водой // Труды ИГЕМ АН СССР.— 1960.— Вып. 46.— С. 98—108.
- Белеванцев В. И., Бадмаева Ж. О. Ступенчатое замещение Cl^- на J^- в $HgCl_4^{2-}$ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук.— 1974.— № 14, вып. 6.— С. 55—60.
- Белеванцев В. И., Гущина Л. В., Оболенский А. А. Гидротермальные растворы и миграция ртути.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980.— 32 с.
- Белеванцев В. И., Гущина Л. В., Оболенский А. А. Гидротермальные растворы и миграция ртути // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 3—42.

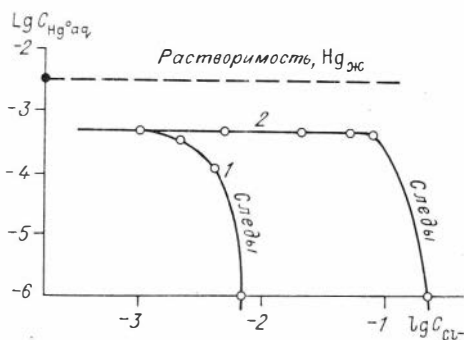


Рис. 8. Зависимость концентрации Hg^{0aq} , появляющейся в растворах с $C^0_{HgCl_2} = 5,0 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O от избыточной концентрации хлорид-ионов при $250^\circ C$.

1 — хлоридные растворы с $pH_{25} = 3$; 2 — хлоридно-сульфидные растворы с $C^0_{H_2S} = 0,015$ и $pH_{25} = 11$.

- Борисенко А. С.** О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений в минералах // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 244, № 4.— С. 917—920.
- Борисенко А. С.** Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 16—27.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А.** Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования // Материалы по экспериментальной и генетической минералогии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 193—207.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А.** О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях // Геохимия процессов миграции рудных элементов.— М.: Наука, 1977.— С. 119—138.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А.** Формации метасоматитов на ртутных месторождениях и условия их локализации в них оруденения // Метасоматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1978.— С. 168—176.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области/Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А., Шербань И. П.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 294 с.
- Гущина Л. В., Белевацев В. И., Оболенский А. А.** Определение растворимости $Hg_{ж}$ в воде методом высокотемпературной спектрофотометрии // Геохимия.— 1988.— (В печати).
- Колонин Г. Р.** Спектрофотометрический метод и его возможности при гидротермальных исследованиях // Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 5—35.
- Колонин Г. Р., Колеватов В. Н.** Высокотемпературная кювета и нагревательный блок для спектрофотометрических исследований растворов в ультрафиолетовой и видимой областях спектра // Приборы и техника эксперимента.— 1978.— № 5.— С. 420—423.
- Краускофф К. Б.** Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам // Геохимические исследования.— М.: Иностран. лит., 1961.— С. 333—357.
- Карапетьяниц М. Х., Карапетьяниц М. Л.** Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ.— М.: Химия, 1968.— 467 с.
- Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л.** Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути // Геохимия.— 1970.— № 11.— С. 1291—1301.
- Наумов Г. Б., Рыженко В. Н., Ходаковский И. Л.** Справочник термодинамических величин.— М.: Атомиздат, 1971.— 236 с.
- Оболенский А. А.** Физико-химические условия образования ртутных месторождений // Металлогения ртути.— М.: Недра, 1976.— С. 68—76.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С.** Физико-химические параметры и главные факторы рудообразования на эпitherмальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 2.— С. 181—193.
- Оболенский А. А.** Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
- Сауков А. А.** Геохимия ртути.— М.: Изд-во АН СССР, 1946.— 128 с.
- Сорокин В. И.** Растворимость ртути в воде в интервале температур 300—500 °С и давлений 500—1000 атм // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 213, № 4.— С. 852—855.
- Сорокин В. И., Алехин Ю. В., Дадзе Т. П.** Растворимость ртути в системах $Hg-H_2O$, $Hg-S-(Cl)-H_2O$ и формы ее существования в сульфидообразующих термальных водах Камчатки и острова Кунашир // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1978.— Вып. 8.— С. 133—148.
- Сорокин В. И., Груздев В. С.** Растворимость ртути в воде в интервале температур 300—500 °С и давлений 500—1000 атм и проблема переносов некоторых металлов в гидротермальных условиях в виде паров элементов // Эксперимент в минералогии и петрографии.— М.: Наука, 1975.— С. 199—203.
- Термические константы веществ /Под ред. Глушко В. П.**— М.: Наука, 1965.— Вып. 1.— С. 18—46; 1972.— Вып. 6.— С. 78—113.
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова И. Н.** О формах переноса ртути в гидротермальных растворах // Геохимия процессов миграции рудных элементов.— М.: Наука, 1977.— С. 86—118.
- Шикина Н. Д., Борисов М. В., Ходаковский И. Л.** О возможности применения методов термодинамического анализа при изучении природных процессов растворения и кристаллизации киновари // Геохимия.— 1985.— № 5.— С. 723—731.
- Шикина Н. Д., Ходаковский И. Л., Озерова И. Н.** Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами // Геохимия процессов рудообразования.— М.: Наука, 1982.— С. 102—137.
- Clever H. L.** The solubility of elemental mercury vapor in water from 273 to 773 K // Chemistry Department Emory University.— Atlanta, 1987.
- Glew D. N., Hames D. A.** Aqueous nonelectrolyte solutions. Part. X. Mercury solubility in water // Canadian. J. Chem.— 1971.— Vol. 49, N 19.— P. 3114—3118.

- Krauskopf K. B.** Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids // *Econ. Geol.*— 1951.— Vol. 46, N 5.— P. 498—523.
- Reichardt H., Bonhoeffer K. F.** Über das Absorptionsspektrum von Gelostem Quecksilber. // *Z. für Physik.*— 1931.— Bd 67, N 11—12.— S. 780—789.
- Sanemasa J.** The solubility of elemental mercury vapor in water // *Bull. Chem. Soc. Japan.*— 1975.— Vol. 48, N 6.— P. 1795—1798.
- Varekamp J. C., Buseck P. R.** The speciation of mercury in hydrothermal systems, with applications to ore deposition // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1984.— Vol. 48, N 1.— P. 177—184.

*И. Н. Широких, Л. В. Алабин, Г. А. Боровикова,
А. С. Васьков, Ж. В. Матвеева*

РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОМСОМОЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Кузнецкий Алатау)

Комсомольское месторождение является типичным представителем гидротермальных кварцево-жильных месторождений, широко распространенных в различных золотоносных провинциях нашей страны и за рубежом. Оно эксплуатируется более 50 лет, но до сих пор слабо изучено. В литературе [Врублевский, 1963, 1965; Денисов, 1968, 1970; Довгаль, 1968; Денисов, Денисова, 1970; Щербань, 1975] с различной детальностью рассматриваются структура месторождения, петрографические особенности вмещающих пород, связь оруденения с магматизмом, распределение золота в жилах. В меньшей мере исследованы окolorудно измененные породы, минеральный состав жил и зональность оруденения. Именно этим слабо исследованным особенностям, очень, как известно, важным для решения вопросов генезиса и оценки перспектив оруденения на глубину и фланги, посвящена статья.

Анализ указанных публикаций и специально проведенные исследования магматических пород позволяют сказать следующее. Рудное поле Комсомольского месторождения располагается в крупном штоке габброидов бериккульского комплекса (ϵ_2), прорывающего вулканогенно-осадочные (ϵ_2), осадочные ($R_2 - \epsilon_1$) и интрузивные ($R_2 - \epsilon_1$) образования (рис. 1). Юго-восточнее рудовмещающего штока обнажаются интрузивные породы Дудетского батолита мартайгинского гранитоидного комплекса ($\epsilon_3 - O$). В рудном поле широко распространены небольшие штоки и дайки гранодиоритов, гранитовых аплитов, пегматитов, диоритовых порфиритов, спессартитов, представляющие различные фазы развития

Рис. 1. Геологическое строение Комсомольского рудного поля.

1 — базальтовые, андезитово-базальтовые, андезитовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники (ϵ_2); 2 — известняки, глинистые известняки (ϵ_1); 3 — мраморизованные известняки, доломиты, углеродисто-кремнисто-глинистые, амфибол-хлорит-серцит-альбитовые сланцы ($R_2 - V$); 4 — мартайгинский интрузивный комплекс ($\epsilon_3 - O$): диоритовые порфириты, микродиориты, спессартиты, аплиты, пегматиты, граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, сиениты, диориты; 5, 6 — бериккульский интрузивный комплекс (ϵ_2): 5 — габбро, габбро-нориты, нориты, диориты, 6 — оливниновое габбро, гиперстен-диопсидовые диориты; 7 — кундустульский комплекс ($R_2 - \epsilon_1$): габбро (мегагаббро), габбро-диабазы, диабазы, диабазовые и диоритовые порфириты; 8 — кварцевые, кварц-карбонатные жилы; 9 — элементы залегания пород; 10 — разломы; 11 — геологические границы. I—IV — выделяемые участки: I — Пионерский, II — Комсомольский, III — Ключевской, IV — Здоровый.



1 — базальтовые, андезитово-базальтовые, андезитовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники (ϵ_2); 2 — известняки, глинистые известняки (ϵ_1); 3 — мраморизованные известняки, доломиты, углеродисто-кремнисто-глинистые, амфибол-хлорит-серцит-альбитовые сланцы ($R_2 - V$); 4 — мартайгинский интрузивный комплекс ($\epsilon_3 - O$): диоритовые порфириты, микродиориты, спессартиты, аплиты, пегматиты, граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, сиениты, диориты; 5, 6 — бериккульский интрузивный комплекс (ϵ_2): 5 — габбро, габбро-нориты, нориты, диориты, 6 — оливниновое габбро, гиперстен-диопсидовые диориты; 7 — кундустульский комплекс ($R_2 - \epsilon_1$): габбро (мегагаббро), габбро-диабазы, диабазы, диабазовые и диоритовые порфириты; 8 — кварцевые, кварц-карбонатные жилы; 9 — элементы залегания пород; 10 — разломы; 11 — геологические границы. I—IV — выделяемые участки: I — Пионерский, II — Комсомольский, III — Ключевской, IV — Здоровый.

мартайгипсового комплекса. Многофазовый механизм становления пород этого комплекса predetermined длительный характер развития постмагматического минералообразования, который в первом приближении можно разделить на два крупных этапа: дорудный и рудно-метасоматический.

В первый этап, продукты которого обнаруживают связь с магматическими породами кислого состава (гранодиориты, граниты, грапит-аплиты), сформировались пироксен-плагноклазовые, актинолит-альбитовые, биотит-роговообманково-плагноклазовые роговики, гранат-воластонитовые скарны, а также зоны калишпатизации, биотитизации и альбитизации. Важно отметить, что интенсивность дорудной метасоматической проработки габброидов рудовмещающего штока уменьшается по мере удаления от Дудетского массива.

Продукты второго, или рудно-метасоматического, этапа, представлены большим количеством рудоносных зон (под рудоносной зоной понимается устойчивая пространственная сопряженность метасоматически измененных пород и кварцево-жильных образований), пространственно ассоциирующих с дайками основного состава, среди которых Ю. П. Денисовым и М. В. Денисовой [1970] выделяются предрудные и пострудные. При изучении руд и окolorудных метасоматитов Ю. П. Денисовым [1970] было установлено, что формирование рудоносных зон шло на фоне снижения температур мипералообразования в направлении от юго-восточного контакта рудовмещающего штока к его центру.

Как следует из сказанного выше, развитие постмагматического минералообразования или поступление растворов в дорудный и рудно-метасоматический этапы происходило в одном и том же направлении — от юго-восточного контакта штока габброидов к его центральной части. Эти данные позволяют высказать мнение, что формирование Комсомольского месторождения, видимо, связано с постмагматической деятельностью гранитоидов мартайгинского комплекса. Отметим, что на пространственную и генетическую связь большей части золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау с раннепалеозойскими гранитоидными интрузиями, указывали многие геологи [Вахрушев, 1972; Щербakov, 1974; Алабин, 1983].

Изучение продуктов рудно-метасоматического этапа позволило установить следующие особенности их внутреннего строения. Известные в пределах рудного поля рудоносные зоны размещаются в юго-восточном эндоконтакте габброидного штока, где группируются в несколько участков (см. рис. 1). Наряду с пространственной обособленностью устанавливаются некоторые различия в элементах простираения и падения главных рудоносных зон выделяемых участков. Строение всех рудоносных зон сложное и неоднородное. Это обусловлено изменением мощности, изгибами, ветвлением, раздувами, непостоянством количественного соотношения кварца, карбонатов, сульфидов в составе жил и нередко полным выклиниванием жил на расстоянии многих десятков метров. Соответственно неоднородности строения рудоносных зон устанавливается неравномерное столбовое или кустовое распределение золота в жилах. Его содержание находится в прямой зависимости от количества сульфидов, важнейшими из которых являются арсенопирит и галенит (коэффициент корреляции золота с мышьяком составляет $+0,621$, со свинцом $+0,793$) [Денисов, 1970]. Количество сульфидов в жилах варьирует в широких пределах и в среднем, как было показано Ю. П. Денисовым [1970], составляет около 15 %. Согласно классификации золоторудных месторождений Н. В. Петровской [1973] такое содержание сульфидов в кварцево-жильном выполнении соответствует умеренно-сульфидному минеральному типу.

Рассмотренные особенности рудоносных зон, отсутствие определенных зависимостей между мощностями полос измененных пород и жил и содержанием золота в жилах, позволяют выделить в рудно-метасоматическом этапе (процессе) формирования Комсомольского месторождения две стадии: стадию предрудного гидротермально-метасоматического изме-

Химический состав берикюльского комплекса (Комсомольский массив), мас. %

Номер образ-ца	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	П.п.п.	Сумма
1	45,48	2,30	16,14	3,98	8,66	0,21	5,42	8,52	3,54	1,30	0,42	3,42	99,39
2	46,94	1,16	19,36	1,65	6,92	0,18	3,21	7,26	4,48	1,11	0,98	7,27	100,52
3	47,30	1,55	17,84	2,41	7,47	0,19	3,81	9,77	4,76	0,70	0,09	3,92	99,81
4	47,36	1,46	18,29	2,86	7,36	0,23	3,01	7,26	3,58	0,88	1,20	6,31	99,30
5	47,37	2,22	13,89	3,74	11,34	0,29	5,22	8,33	3,72	1,10	1,88	1,26	100,41
6	47,79	1,68	16,13	5,58	7,67	0,24	4,37	8,20	4,0	1,22	1,01	1,89	99,78
7	48,62	1,42	15,84	3,33	7,67	0,19	6,25	10,52	3,15	0,62	0,22	2,07	99,90
8	48,70	1,73	16,50	4,02	8,48	0,22	4,23	7,57	4,20	1,44	0,85	2,05	99,99
9	49,01	1,85	14,88	3,13	7,47	0,20	5,92	11,73	3,18	0,67	0,18	1,34	99,56
10	49,58	1,27	17,83	3,60	7,11	0,15	4,84	9,55	3,84	0,72	0,10	1,15	99,74
11	49,64	0,97	21,13	3,74	5,48	0,15	3,25	9,99	4,04	0,66	0,16	0,59	99,80
12	49,74	1,02	19,07	3,20	6,87	0,08	3,98	8,93	3,50	0,63	—	2,81	99,83
13	50,35	0,71	19,12	3,18	6,64	0,14	5,01	9,18	4,18	0,72	0,05	0,76	100,04
14	50,79	0,69	21,59	2,70	5,25	0,19	2,91	9,08	3,82	0,71	0,32	1,57	99,62
15	51,07	1,69	18,83	2,65	7,47	0,17	3,51	8,38	3,46	0,37	0,31	1,55	99,46
16	51,52	1,26	18,64	1,99	6,83	0,19	3,61	5,17	5,50	1,50	0,53	3,65	100,99
17	53,91	1,22	18,01	2,04	5,92	0,18	3,01	5,31	5,72	1,52	0,48	2,06	99,38
18	54,42	0,93	17,03	1,92	5,17	0,18	4,91	7,95	3,98	1,15	0,35	1,88	99,87

Примечание. 1 — габбро-диабаз (дайка); 2, 4, 9 — габбро ороговцованное; 3, 6 — габбро пироксен-амфиболовое; 7 — габбро роговообманковое; 5, 8 — габбро ольвиновое; 10—13 — габбро; 14—18 — габбро-диориты. Анализы 10, 11, 13 — В. Н. Довгала [1968], 12 — В. А. Врублевского [1965].

нения вмещающих пород в зонах рассланцевания и катаклаза и собственно рудную стадию — гидротермального выполнения открытых трещин и сложнопостроенных трещинных систем.

Предрудная гидротермально-метасоматическая стадия. Прежде чем приступить к описанию продуктов этой стадии, считаем необходимым привести краткую характеристику неизмененных вмещающих пород. Согласно имеющимся материалам [Врублевский, 1963, 1965; Денисов, 1968, 1970; Денисов, Денисова, 1970; Довгаль, 1968] и нашим исследованиям, рудовмещающий шток представлен габбро, габбро-норитами, норитами и диоритами. Все эти породы состоят из одних и тех же минералов: плагиоклаза (андезин-лабрадор), переменных количеств пироксена (авгит, диопсид), обыкновенной и базальтической роговых обманок и биотита. Типичные акцессорные минералы габброидов — магнетит, ильменит, апатит; из вторичных (метаморфических) постоянно присутствуют хлорит, актинолит, серпентин, эпидот (цоизит) и гематит. Данные химических анализов (см. таблицу) показывают, что перечисленные разновидности пород имеют относительно близкий вещественный состав. Отмеченное петрографическое и химическое сходство рудовмещающих пород является строгой предпосылкой для суждения о том, что рассматриваемые ниже различия в строении метасоматических колонок обусловлены не влиянием состава исходных пород, а закономерно направленным изменением физико-химических параметров минералообразования и состава метасоматизирующего раствора в пространстве и времени.

Изучение метасоматитов, вмещающих хорошо разведанные на глубину и фланги жилы Комсомольского рудного поля, показало, что в пределах одной и той же рудоносной зоны формируются колонки измененных пород, в которых количество метасоматических зон колеблется от одной до пяти. Гидротермальные изменения, происходящие во внешней или фронтальной зоне (зона 1) пятizonальной колонки, выражаются в замещении темноцветных минералов: по пироксенам развиваются хлорит и небольшое количество серпентина; роговые обманки замещаются хлоритом; биотит — хлоритом, серицитом и кварцем; магнетит и гематит — пиритом. В следующей зоне (зона 2) неустойчивыми оказываются кальций-содержащие алюмосиликаты — плагиоклаз и эпидот. По эпидоту образуются кальцит в парагенезисе с серицитом, а по плагиоклазу — агрегат

кальцита, альбита, серицита и кварца. В зоне 3 происходит замещение хлорита и серпентина кальцитом в ассоциации с серицитом, кварцем и незначительным количеством доломита ($No = 1,680-1,700$). Следующая зона (зона 4) колонки характеризуется интенсивной серицитизацией альбита и замещением кальцита доломитом ($No=1,715 - 1,720$). Породы центральной зоны (зона 5) рассматриваемой колонки отличаются неустойчивостью доломита, который замещается кварцем, серицитом и пиритом.

Принимая во внимание такую последовательность метасоматических реакций в зонах колонки и исключая из рассмотрения реликтовые минералы, которые в том или ином количестве сохраняются в измененных породах, можно представить строение пятизональной метасоматической колонки в следующем виде:

- зона 0 — вмещающие габброидные породы — плагиоклаз, эпидот, хлорит, биотит, роговые обманки, пироксен, серпентин магнетит, гематит;
- зона 1 — кварц, серицит, пирит, плагиоклаз, эпидот, хлорит, серпентин;
- зона 2 — кварц, серицит, пирит, кальцит, альбит, хлорит, серпентин;
- зона 3 — кварц, серицит, пирит, доломит, кальцит, альбит;
- зона 4 — кварц, серицит, пирит, доломит;
- зона 5 — кварц, серицит, пирит.

Для изучения поведения отдельных элементов в процессе образования описанной колонки в ИГиГ СО АН СССР выполнены химические анализы (аналитик Л. С. Зоркина) пород из различных метасоматических зон. Кроме того, в этих породах определено содержание различных элементов-примесей, золота, серебра и радиоактивных элементов (количественный и полуколичественный спектральный анализ — Н. Я. Яковлева, А. А. Алабина, атомно-абсорбционный анализ — И. А. Калмыкова, Г. М. Марченко и количественный гамма-спектрометрический анализ — А. С. Степин). Полученные результаты показали, что одноименные метасоматические зоны, образующиеся в составе различных (по числу зон) колонок, близки по содержанию породообразующих окислов. Различия в концентрациях золота, серебра, радиоактивных элементов, бария, стронция, свинца, цинка незначительны и находятся в пределах одного порядка. Все это может свидетельствовать о геохимическом сходстве (родстве) всего многообразия колонок, отличающихся количеством метасоматических зон. Результаты аналитических данных суммированы и в виде средних значений представлены графически на рис. 2. На этом же рисунке показан характер изменения количественного минерального состава зон метасоматической колонки, полученный путем пересчета химических анализов по атомно-объемной системе Ю. В. Казицына и В. А. Рудника [1968].

Сравнивая охарактеризованную колонку измененных пород с колонками различных карбонатсодержащих метасоматических формаций, можно видеть, что она по строению и геохимическим особенностям (миграции элементов) соответствует зрелой колонке березит-лиственитовой формации. Поясним, что под «зрелой колонкой» нами понимается такая, в которой наиболее полно проявляется метасоматическая зональность, т. е. колонка с наибольшим количеством метасоматических зон. Некоторые исследователи называют такие колонки нормальными или предельными и считают, что только по ним можно судить о формационной принадлежности метасоматитов и, кроме того, «полнота проявления нормальной колонки является первым и наиболее существенным признаком центральных частей жил, к которым чаще приурочено богатое оруденение» [Казицын, 1972; с. 264].

Действительно, зрелые колонки в пределах Комсомольского рудного поля распространены мало. Они устанавливаются вблизи юго-восточного

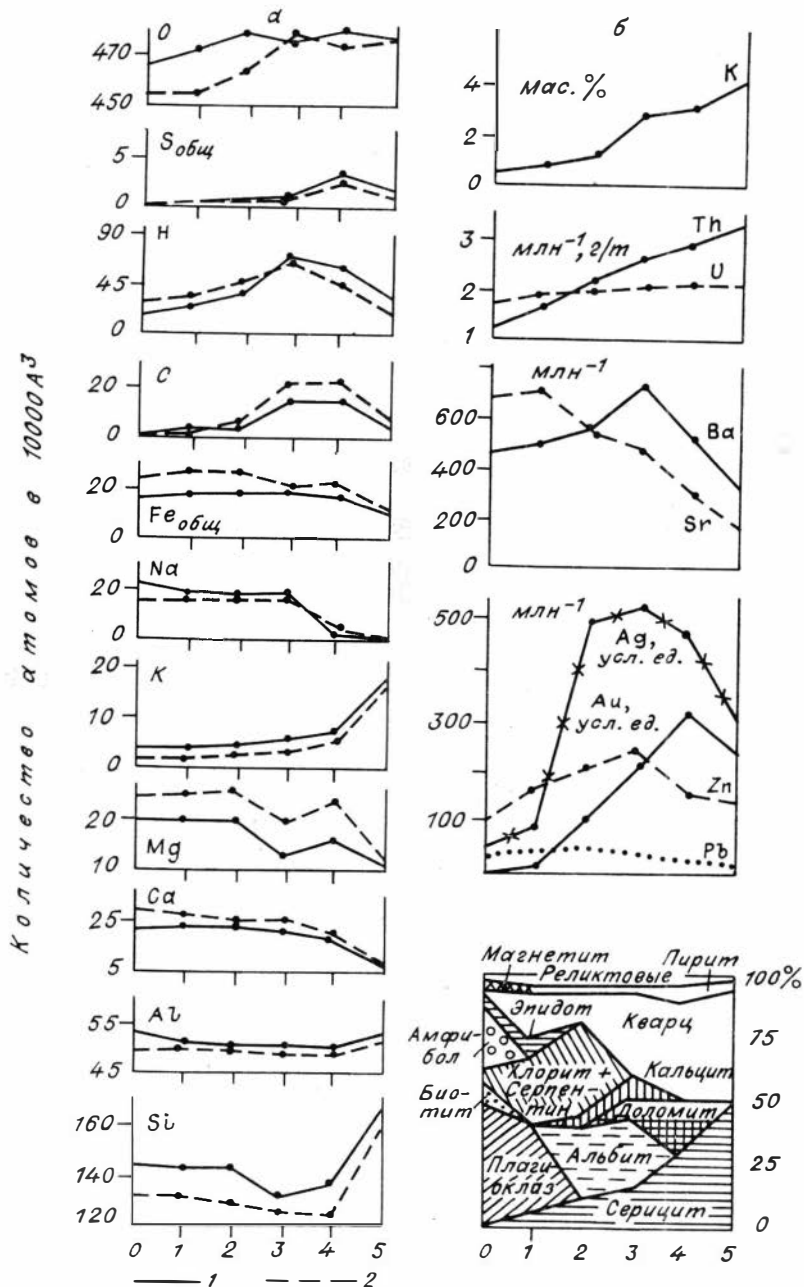


Рис. 2.

а — миграция породообразующих элементов при березитизации роговообманкового габбро (1) и габбро-диорита (2); б — миграция элементов-примесей и изменение минерального состава при березитизации роговообманкового габбро (0—5 — номера зон колонки березито-лиственитовых метасоматитов).

контакта габброидного штока с известняками в средней части (по падению) различно ориентированных рудоносных зон. От области развития зрелых колонок в сторону упомянутого контакта постепенно выклиниваются доломитсодержащие зоны. Одновременно с этим в метасоматитах уменьшается содержание пирита и кальцита и вблизи контакта картируются измененные породы, состоящие в основном из кварца и серицита с редкими зернами пирита и арсенопирита. Эти, практически биминеральные, кварц-серицитовые метасоматиты сопровождаются оторочкой (зоной) альбит-кварц-серицитового состава, которая через кальцит-

альбит-хлоритовую и хлоритовую зоны переходит во вмещающие габброиды. Как видно, по мере приближения к эндоконтакту габброидного штока, березитизированные породы сменяются метасоматитами кварц-серицитовой формации. Последняя, как известно, развивается в условиях более высоких температур и кислотности минералообразования по сравнению с березит-лиственитовой формацией и совместно с пейю объединяется нами [Широких и др., 1979] в генетически единый ряд метасоматических формаций.

По мере перемещения по латерали в направлении, противоположном рассмотренному выше, и одновременно вверх и вниз мы увидим, что во всех трех направлениях будет уменьшаться количество зон в колонках березит-лиственитовых метасоматитов за счет последовательного выклинивания: пятой; затем пятой и четвертой; пятой, четвертой и третьей и т. д., вплоть до полного выклинивания всех пяти зон зрелой колонки. Отсюда с полной очевидностью вытекает необходимость выделения внутри березит-лиственитовой формации более мелкой, чем метасоматическая фация или зрелая (предельная) колонка, классификационной единицы, которую можно использовать для систематики менее зрелых колонок. Исходя из существующих принципов классификации метаморфических пород, предлагается ввести для систематики менее зрелых колонок такое подразделение, как метасоматическая субфация. Тогда, учитывая состав карбоната и типоморфные минералы по внутренней зоне зрелой колонки (фации), с одной стороны, состав карбоната и типоморфные минералы в центральной зоне менее зрелых колонок (субфаций) — с другой, можно отнести метасоматиты березит-лиственитовой формации Комсомольского месторождения к серицит-доломитовой фации. Производными этой фации будут следующие субфации: доломитовая, доломит-кальцитовая, кальцит-альбит-хлоритовая и хлоритовая. Отметим, что в ряду субфаций число минеральных парагенезисов или метасоматических зон в колонках последовательно уменьшается от четырех до одной. Принципиальная

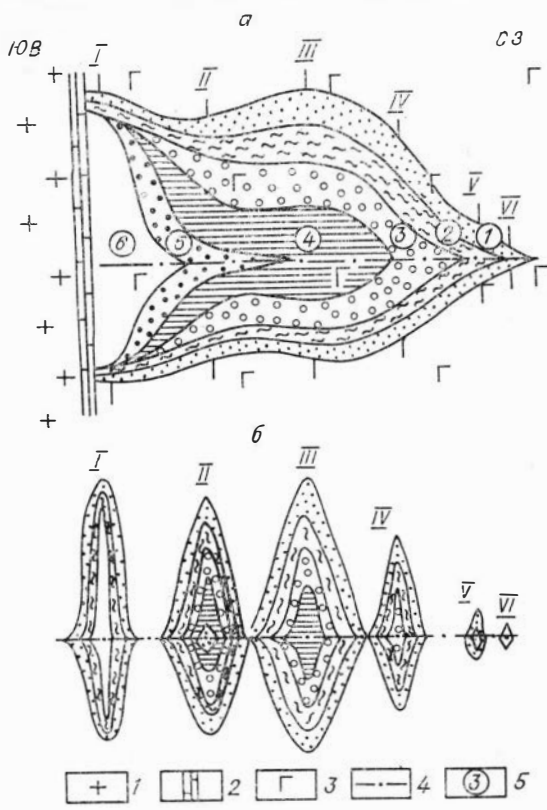


схема размещения охарактеризованных выше метасоматических формаций, фаций и субфаций в плоскости вертикального разреза, проходящего от юго-восточного контакта габброидного штока к его центру, показана на рис. 3. Минеральная зональность метасоматитов хорошо

Рис. 3. Схема зональности околорудных метасоматитов Комсомольского рудного поля (а — результирующая проекция метасоматитов различных рудоносных зон на вертикальную плоскость, б — поперечные сечения этой результирующей).

1 — диоритовые порфиры, микродиориты, спессартиты, аплиты, пегматиты, граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, снейито-диориты, сиениты, диориты мартайгинского интрузивного комплекса; 2 — известняки, глинистые известняки; 3 — габбро, габбро-порфириты, нориты, диориты берикюльского интрузивного комплекса; 4 — ось инверсии вертикальной зональности метасоматитов; 5 — формации, фации и субфации метасоматитов (1—5 — березит-лиственитовая формация; 1 — хлоритовая, 2 — кальцит-альбит-хлоритовая, 3 — доломит-кальцитовая, 4 — доломитовая субфация, 5 — серицит-доломитовая фация; 6 — кварц-серицитовая формация).

проявляется в изменении величин геохимических отношений элементов-гомологов и термоэлектрических свойств синметасоматического пирита. Так, по мере перехода кварц-серицитовых метасоматитов к серицит-доломитовой фации и далее к доломитовой, доломит-кальцитовой, кальцит-альбит-хлоритовой и, наконец, хлоритовой субфациям серицит-доломитовой фации березит-лиственитовой формации постепенно уменьшается процентное содержание пирита электронного типа проводимости от 65 — 60 % до 0. Одновременно с этим происходит столь же постепенное уменьшение геохимических отношений — Au : Ag (от 1,27 до 0,09), Ba : Sr (от 2,40 до 0,40), Th : U (от 1,7 до 0,70), Zn : Pb (от 0,65 до 0,03). Содержание K (мас. %) в указанном направлении уменьшается от 4,50 до 0,70. Отметим, что как термоэлектрические свойства сульфидов, так и геохимические отношения элементов позволяют производить сравнительную оценку физико-химических параметров минералообразования [Щербица, 1956; Методические рекомендации..., 1983; и др.], а следовательно, судить о направлении «движения» гидротермального раствора.

Суммируя результаты комплексного исследования измененных пород и привлекая экспериментальные, термодинамические и геолого-минералогические данные по условиям образования кварц-серицитовых и березит-лиственитовых метасоматитов, можно сказать следующее. Выделенные в рудном поле метасоматические формации, фации и субфации являются продуктами зонального развития одного и того же постмагматического процесса, развивающегося на фоне снижения температуры, повышения величин pH (нейтрализации) метасоматизирующего раствора и связанных с ним активностей серы, углекислоты и других компонентов, в трех направлениях: 1) горизонтальном (от юго-восточного контакта габброидного штока к его центру); 2) вверх; 3) вниз от горизонтальной плоскости, проходящей через центральные части рудоносных зон. Представляется, что такой характер зональности определяется наличием полого залегающей раствороподводящей структурой, которая фиксируется инверсией (в вертикальном сечении) всех минералого-геохимических и термоэлектрических показателей (см. рис. 3).

Рудная стадия. Продукты этой стадии представлены большим количеством кварцево-сульфидных жил, образовавшихся в результате выполнения открытых трещин субширотного, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 1). Минералогические исследования показали, что в жилах рудного поля устанавливается около 10 ведущих минералов, входящих в состав пяти минеральных парагенезисов, которые по устойчивому сочетанию ведущих минералов и степени продуктивности подразделяются следующим образом: 1 — кварцевый и 2 — кварц-пирит-пирротинный (слабопродуктивные), 3 — кварц-пирит-арсенопиритовый и 4 — кварц-галенит-сфалеритовый (продуктивные), 5 — кварц-карбонатный с редкими зернами пирита (непродуктивный). Кроме перечисленных минералов во всех парагенетических ассоциациях в виде незначительной примеси присутствуют: хлорит, серицит, доломит, кальцит, марганецкальцит ($N_0 = 1,673-1,674$; $\Delta N = 0,18$), рутил, лейкоксен, сфен, ильменит, апатит, борнит, марказит. В кварцевой и кварц-пирит-пирротинной ассоциациях, наряду с перечисленными минералами, присутствуют шеелит, магнетит и турмалин. Самородное золото встречено в составе всех парагенезисов, кроме кварц-карбонатного. В подавляющем большинстве случаев оно отлагалось позднее кварца и сульфидов. Значительно реже золотины в виде мелких овальных включений и тонкой эмульсионной вкрапленности наблюдались в кристаллах галенита, сфалерита, арсенопирита, иногда — пирита.

В распределении ведущих минералов и минеральных парагенезисов, как показывают результаты минералогического картирования жил, устанавливается четкая зональность, выражающаяся в смене высокотемпературных парагенезисов более низкотемпературными в трех направлениях (горизонтальном — от контакта габброидного штока к его центру, вверх

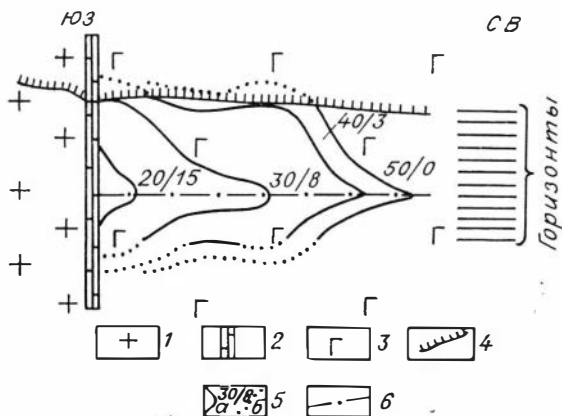


Рис. 4. Изменение значений термоэлектрических свойств пирита рудной стадии (результатирующая проекция пирита различных жил на вертикальную плоскость).

1—3 — см. на рис. 3; 4 — уровень современного эрозионного среза; 5 — установленные (а) и предполагаемые (б) изолинии значений $V_{пр}$, мВ (в числителе) и $D_{п}$, % (в знаменателе); 6 — ось инверсии термоэлектрических свойств пирита.

и вниз от горизонтальной плоскости, проходящей через среднюю часть рудоносных зон) по следующей схеме: кварцевый → кварц-пирит-пирротиновый → кварц-пирит-арсенопиритовый → кварц-галенит-сфалеритовый → кварц-карбонатный. Необходимо отметить, что в чистом виде эти минеральные парагенезисы проявляются редко, а переходы одних в другие осуществляются постепенно и на значительных расстояниях. В таких переходных участках четко видно, как минералы низкотемпературных парагенезисов накладываются на более высокотемпературные, создавая, таким образом, картину многостадийного минералообразования, которой традиционно придерживаются многие исследователи при изучении гидротермально-жильных месторождений.

Элементы отмеченной трехмерной зональности отложения минеральных парагенезисов подтверждаются данными изучения термоэлектрических свойств сульфидов (пирит, галенит, арсенопирит) и геохимических особенностей кварцево-жильных образований. Так, в ряду парагенезисов кварцевый → ... → кварц-карбонатный происходит закономерное уменьшение отношений $Au : Ag$ (от 2,4—2,6 до 1,1—0,9), $Ni : Co$ (от 2,8—3,0 до 0,8—1,0), $Th : U$ (от 2,0—2,2 до 0,3—0,5) и возрастание — $Pb : Zn$ (от 0,4—0,6 до 2,3—2,5). В вертикальном сечении жил изменение этих показателей носит (как и для рассмотренных выше околорудных метасоматитов) инверсионный характер — с точкой инверсии в центральных частях жил (по вертикали). Изучение распределения значений термоЭДС пирита показывает, что по мере постепенного перехода от области развития высокотемпературных парагенезисов к низкотемпературным уменьшается доля или процентное содержание пирита электронного типа проводимости ($D_{п}$ %) и возрастает доля пирита дырочной проводимости, а также величина $V_{пр}$ мВ — среднее значение термоЭДС мВ, рассчитанное с учетом типа проводимости [Методические рекомендации..., 1983]: кварцевый парагенезис — $D_{п}$ % = $+15 \div +20$ %, $V_{пр} = -30 \div +25$ мВ*; кварц-пирит-пирротиновый — $8 \div 15$ %, $-25 \div -20$ мВ; кварц-пирит-арсенопиритовый — $3 \div 8$ %, $+30 \div +40$ мВ; кварц-галенит-сфалеритовый — $0 \div 3$ %, $+40 \div +50$ мВ; кварц-карбонатный — 0 %, $+54 \div +64$ мВ. Зональность в распределении термоэлектрических свойств пирита выдерживается в объеме всего рудного поля, как это видно на рис. 4, где суммированы данные по изучению термоЭДС пирита многих вертикальных сечений жил всех участков Комсомольского рудного поля. Рассматривая изолинии значений $V_{пр}$ мВ пирита как температурные изолинии, мы можем судить о распределении температур отложений пирита, а следовательно, и о температурном поле в плоскости вертикальной проекции, проходящей практически через все рудное поле от юго-восточного контакта габброидного штока к его центру. Исследова-

* При измерении значений термоЭДС минералов перепад температуры между горячим и холодным электродами составлял 120 °С.

ние изменения термоэлектрических свойств ($V_{\text{пр}}$ мВ) других сульфидов (галенита и арсенопирита) в вертикальном сечении жил еще раз показало наличие описанной выше точки инверсии, фиксирующей положение пологозалегающей раствороподводящей структуры. Так, среднее значение $V_{\text{пр}}$ галенита на уровне инверсии составляет $-28 \div -30$, а арсенопирита $-21 \div -22$ мВ. При удалении от точки инверсии (вверх и вниз) эта величина возрастает, и на максимальном расстоянии от нее (уровень выклинивания парагенезисов с этими минералами) $V_{\text{пр}}$ галенита равно $-39 \div -41$ мВ, а арсенопирита $-26 \div -27$ мВ.

Характеризуя элементы зональности руд и окolorудных метасоматитов, важно отметить, что между фациями окolorудных пород и парагенетическими ассоциациями жил выполнения устанавливается четкая пространственная взаимосвязь: метасоматиты кварц-серицитовой формации — кварцевая парагенетическая ассоциация жил, серицит-доломитовая фация березит-лиственитовой формации — кварц-пирит-пирротиновая ассоциация, доломитсодержащие субфации (доломитовая и доломит-кальцитовая) — кварц-пирит-арсенопиритовая, кальцит-альбит-хлоритовая субфация — кварц-галенит-сфалеритовая, хлоритовая субфация — кварц-карбонатная ассоциация жил выполнения.

Обобщение и геолого-генетическая интерпретация данных по геологическому строению рудного поля и рудоносных зон, минералого-геохимической и температурной зональности руд и окolorудных метасоматитов позволяют показать некоторые особенности развития рудообразующего процесса, выражающиеся в следующем.

1. Образование оруденения Комсомольского рудного поля происходило в две стадии: стадию прерудного гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород и собственно рудную стадию гидротермально-жилыного выполнения. Продукты первой стадии представлены метасоматитами кварц-серицитовой и березит-лиственитовой формаций; второй — кварцево-сульфидными жилами, в составе которых выделяется пять парагенетических ассоциаций. Между формациями, фациями и субфациями метасоматитов и парагенетическими ассоциациями жил выполнения устанавливается четкая пространственная взаимосвязь.

2. Процесс рудообразования контролировался горизонтально залегающей раствороподводящей структурой, положение которой в вертикальном сечении рудоносных зон и рудного поля в целом фиксируется линией или осью инверсии минералого-геохимических и термоэлектрических (температурных) показателей рудно-метасоматической зональности. Отложение кварцево-жилыных парагенезисов и преществующих им прерудных метасоматитов происходило в оперяющих (снизу и сверху) эту горизонтальную раствороподводящую структуру (пластину) более мелких разноориентированных зонах трещиноватости и трещинах, видимо, сколового характера.

3. Процесс рудообразования протекал на фоне закономерно направленного изменения физико-химических параметров (T , рН, активности серы, углекислоты, состава растворов и др.), контролируемого пульсационно-прерывистым развитием раствороподводящего канала (горизонтально залегающей «пластины») и оперяющих его рудолокализирующих структур. Все это предопределяло пространственно-временную дифференциацию элементов исходного многокомпонентного флюида и, как следствие, концептрически-зональный характер отложения минеральных фаций метасоматитов и парагенетических ассоциаций руд по направлению движения растворов вдоль главной горизонтально залегающей рудоподводящей структуры и в стороны от нее по оперяющим разноориентированным рудолокализирующим трещинам.

4. Установленная направленность развития дорудного и рудно-метасоматического процессов (этапов) — от юго-восточного контакта габброидного штока, где картируются выходы гранитоидов мартайгинского комплекса, с которым многие исследователи связывают золотое орудене-

ние в Кузнецком Алатау,— позволяет присоединиться к точке зрения Ю. П. Денисова [1970] о том, что наблюдаемая горизонтальная зональность Комсомольского месторождения связана с тепловым воздействием указанных гранитоидов.

5. Полученные данные имеют определенное значение для разработки геолого-генетических моделей образования эндогенных месторождений, а также могут использоваться при оценке перспектив оруденения на глубину и фланги в пределах как известных, так и вновь обнаруживаемых гидротермальных кварцево-жильных золоторудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л. В. Структурно-формационная и металлогенетическая зональность Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 112 с.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— 239 с.
- Врублевский В. А. Геология и петрология нефелиновых сиенитов окрестностей Старого Беркуля в Маринской Тайге // Материалы по геологии Западной Сибири.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— Вып. 64.— С. 135—150.
- Врублевский В. А. Петрохимические особенности интрузивных комплексов северо-восточной части Маринской Тайги (Кузнецкого Алатау) // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края.— Томск, 1965.— С. 239—252.
- Денисов Ю. П. Структура Комсомольского золоторудного месторождения // Вопросы геологии месторождений золота Сибири.— Томск, 1968.— С. 163—165.
- Денисов Ю. П. Распределение золота в жилах Комсомольского месторождения (Кузнецкий Алатау) // Вопросы геологии месторождений золота.— Томск, 1970.— С. 220—224.
- Денисов Ю. П., Денисова М. В. Отношение золотого оруденения к дайкам на Комсомольском месторождении (Маринская Тайга) // Геология золоторудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970.— С. 113—120.
- Довгаль В. П. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— М.: Наука, 1968.— 206 с.
- Казицын Ю. В. Околорудные метасоматиты Забайкалья.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1972.— 279 с.
- Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород.— М.: Недра, 1968.— 363 с.
- Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений.— Л.: ВСЕГЕИ, 1983.— 92 с.
- Петровская И. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.— 347 с.
- Широких И. Н., Лазин Б. Н., Боровикова Г. А., Скороходов В. Н. Метасоматизм и золотое оруденение в Алханайском районе Восточного Забайкалья // Геология и геофизика.— 1979.— № 8.— С. 56—65.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 273 с.
- Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 200 с.
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Au : Ag // Геохимия.— 1956.— № 3.— С. 65—73.

*В. Е. Тупяков, Д. Н. Розов, Ю. А. Борцовский,
И. Н. Широких, Н. И. Медведовская, Г. А. Боровикова*

ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРИЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

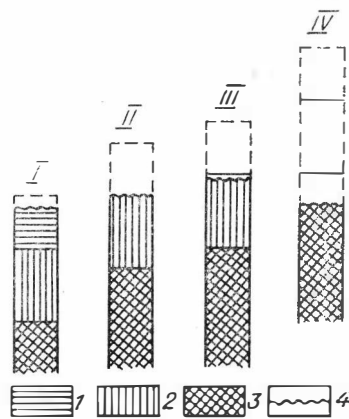
Карийский рудный район располагается на пересечении одной из субширотных ветвей Монголо-Охотского пояса глубинных разломов с Амуджикано-Шахтаминской зоной повышенной проницаемости. Последняя контролирует размещение юрских металлоносных интрузий и ассоци-

рующуюся с ними эндогенную минерализацию молибдена, золота, полиметаллов и бора [Горжевский, Лазько, 1961; Литвинов, Соломин, 1964; Кормилицын, 1973]. Особенности геологического строения рудного района, формационная принадлежность оруденения, его связь с магматизмом, геохимическая зональность и физико-химические условия развития рудообразующего процесса с различной детальностью рассматриваются в публикациях Б. А. Рухина [1935], Ю. П. Евсеева и др. [1973], В. Л. Литвинова и др. [1970, 1971], В. П. Полохова и др. [1977], Л. В. Таусона и др. [1985] и др. В настоящей статье приводятся результаты комплексного исследования рудно-метасоматической зональности Карийского рудного поля, Пильненского и Ушумунского месторождений, а также ряда рудопроявлений.

Карийское рудное поле. В его геологическом строении участвуют палеозойские (?) и мезозойские магматические образования. Преобладают палеозойские интрузии, представленные гнейсогранитами и гранодиоритами. Менее распространены интрузии и дайки двух магматических комплексов мезозойского времени — амананского (Т — J₃) и амуджикано-сретенского (J₃). Среди образований амананского комплекса преимущественно развиты габброиды. К амуджикано-сретенскому комплексу отнесены гигантопорфировидные граниты и гранодиориты, слагающие крупную интрузию, картируемую на рудном поле в виде нескольких дайкообразных сателлитов. Дайки представлены гибридными порфирами, аплитами, аплит-гранитами, лампрофирами (спессартиты-одиниты), грорудитами.

Рудное поле характеризуется блоковым строением. Каждый рудоносный участок приурочен к отдельному тектоническому блоку, ограниченному разломами, по которым зафиксированы значительные послерудные перемещения. Определено, что наиболее приподнятым и глубокоэродированным является участок Новинка, а наиболее погруженным — участок Сульфидный (см. рисунок). Дмитриевское месторождение занимает промежуточное положение.

Зональность рудного поля фрагментарно описана в работах Б. А. Рухина [1935], Ю. П. Евсеева и др. [1973]. Р. А. Баумштейна, Е. Ф. Моренко и других исследователей района. Она заключается в том, что составляющие рудное поле участки представлены рудами разного типа. На Дмитриевском месторождении (южная часть рудного поля) руды кварц-турмалин-пиритовые. Участку Сульфидному (северо-западная часть рудного поля) присущи кварц-турмалин-арсенопиритовые руды. На участке Новинка (северо-восточная часть рудного поля) руды сложены кварцем, актинолитом и магнетитом. Исследованиями авторов доказывается, что наблюдаемая горизонтальная зональность рудного поля отражает вертикальную. Разнотипность минерализации объясняется различной эродированностью рудоносных участков, являющихся составными элементами единой вертикальной рудно-метасоматической колонны, в которой руды всех перечисленных выше минеральных типов занимают вполне определенное положение [Тупяков и др., 1982, рис. 1, с. 36]. Как следует из этого рисунка, верхняя часть рудно-метасоматической колонны представлена кварц-турмалин-арсенопиритовыми рудами, наложенными на аргилли-



Относительное взаимное вертикальное положение зон разнотипной минерализации на участках (I — Сульфидный, II—III — северная и южная части Дмитриевского месторождения, IV — Новинка) Карийского рудного поля.

1—3 — зоны разнотипной минерализации: 1 — кварц-турмалин-арсенопиритовой, 2 — кварц-турмалин-пиритовой, 3 — кварц-актинолит-магнетитовой; 4 — положение уровня современного эрозионного среза.

зиты. Средняя часть этой колонны характеризуется рудами кварц-пиритового и кварц-турмалин-пиритового состава, развивающимися среди березит-лиственитовых метасоматитов. В нижней части колонны образуются кварц-актинолит-магнетитовые руды, сопутствующие натриевым метасоматитам.

Вертикальные перемещения рудоносных участков в послерудный этап тектономагматической активизации территории привели к различной степени их эродированности. На участке Новинка полностью эродированы две верхние зоны рудно-метасоматической колонны и частично — нижняя (см. рисунок). В северной части Дмитриевского месторождения эродированы только верхняя зона, в южной — отчасти и средняя. Наименее срезанным является участок Сульфидный. Указанное взаимное положение руд и метасоматитов обосновано нами ранее в результате детального их минералого-геохимического картирования и изучения типоморфных свойств главных рудообразующих минералов [Тушиков и др., 1982]. В упомянутой работе, в частности, кроме минералого-геохимических данных, позволивших отрисовать рудно-метасоматическую систему, приведены материалы изучения термоэлектрических свойств пирита и арсенопирита, подкрепляющие вывод о единстве всех членов этой системы. Вновь полученные материалы исследования жильного кварца различных зон рудно-метасоматической колонны позволяют развить и дополнительно аргументировать точку зрения о вертикальной зональности характеризуемого рудного поля.

Из всех трех зон рудной колонны отобрано и проанализировано в ЗабНИИ методами приближенно-количественного спектрального анализа (ИСП-28, О. А. Дёмина), фотометрии пламени (ПФМ-1, В. Н. Васильева), естественной термолюминесценции (Термолюм-1, модернизированный В. М. Барановской), инфракрасной спектроскопии (UR-20, А. А. Козаченко) и гомогенизации («Пирит», Е. Ф. Фомина) 67 проб кварца. Распределение проб по вертикальным зонам (I, II, III — зоны развития соответственно кварц-турмалин-арсенопиритовых, кварц-турмалин-пиритовых и кварц-актинолит-магнетитовых руд) рудной колонны приведено в табл. 1, в которой даны усредненные значения различных параметров жильного кварца.

По данным гомогенизации газовой-жидких включений установлено, что температурные условия кристаллизации минерала четко дифференцированы по вертикали, хотя и с небольшим градиентом. По направлению от верхней зоны (I) к нижней (III) рост температуры гомогенизации составляет 14 °C. Объем газовой фазы в указанном направлении менялся незначительно и имел повышенные значения в верхней и нижней зонах колонны. Приведенные данные позволяют сделать вывод о проявлении прямой фацальной зональности. Контрастность вертикальной зональности, судя по малому градиенту изменения температуры гомогенизации (около 2 °C на 100 м), низка в сравнении с другими месторождениями золото-сульфидно-кварцевой формации. Это указывает на значительную глубину формирования оруденения и его широкий вертикальный размах [Некрасов, 1980].

Определено также упорядоченное распределение элементов-примесей в кварце (см. табл. 1). По направлению от I зоны к III наблюдается монотонное убывание концентраций As, Sb и Pb, характерных для кварц-турмалин-арсенопиритовых руд и возрастание Mo, Bi и W, содержащихся в основном в рудах кварц-актинолит-магнетитового состава. Получены также закономерные изменения щелочных металлов, выражающиеся в возрастании величин отношений окислов калия и натрия к литию.

Вертикальная зональность рудного поля отражается и в термолюминесцентных свойствах кварца. На всех участках минерал характеризуется несколькими максимумами термовысвечивания. Информативными для расшифровки зональности оказались температура начала люминесценции, температура и интенсивность второго максимума. Они обна-

Изменение некоторых особенностей состава и свойств жильного кварца по зонам I — III вертикальной колонны Карийского рудного поля

Характеристика	I	I-II	II	III
Количество проб	9	6	26	26
Температура гомогенизации (T), °C	311	315	320	325
Объем газовой фазы (V), %	33,4	30	30	34,5
Содержание элементов, $n \cdot 10^{-4}$ мас. %:				
As	133	83	42	0
Sb	158	108	60	6
Pb	67	10	6	9
Mo	9	23	8	26
Bi	6	16	5	49
W	0,3	19	1	692
Содержание оксидов щелочных металлов, мас. %:				
Na ₂ O	0,12	0,11	0,10	0,12
K ₂ O	0,10	0,10	0,08	0,11
Li ₂ O	0,034	0,0012	0,003	0,001
Температура начала люминесценции (T ₀), °C	153	152	151	161
Температура второго максимума люминесценции (T ₂), °C	290	270	276	280
Интенсивность второго максимума термолюминесценции (I ₂), усл. ед.	450	650	423	682
Результаты ИК-спектрометрии:				
K ₃	0,76	0,75	0,66	0,61
K ₄	1,09	1,09	0,89	0,73
K ₄ : K ₃	1,43	1,43	1,35	2,20

руживают тенденцию роста с глубиной, что соответствует возрастанию температуры минералообразования [Юргенсон, 1984].

Обобщение данных по ИК-спектрам жильного кварца в областях поглощений (см. табл. 1), характеризующих относительное содержание воды и углекислоты (K₄ и K₃), свидетельствует об уменьшении с глубиной роли воды и углекислоты в процессе минералообразования. В этом же направлении падает величина отношения воды к углекислоте, а также происходит утяжеление изотопного состава кислорода карбонатов заключительной стадии рудообразования (табл. 2). Приведенные данные указывают на прямую температурную зональность, которая сохранялась на протяжении всего рудообразующего процесса.

Установленное распределение метасоматических и рудных образований по вертикали [Тупяков и др., 1982] и свойств рудообразующих минералов позволяет определить вертикальную амплитуду относительного перемещения участков рудного поля и величину их послерудного эрозионного среза (эти данные отражены на рисунке). Приведенные материалы позволяют с новых позиций оценить перспективы

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов пострудных кварц-карбонатных прожилков Карийского рудного поля

Зона	Минерал	$\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}}$, ‰ SMOW
I	Гальцит	-2,9	+5,1
I	Доломит	-4,6	+6,8
II	»	-0,8	+7,9
II	»	-1,1	+7,9
III	»	-5,7	+10,3

Примечание. Измерения относительной разности изотопных отношений углерода и кислорода выполнены на изотопном масс-спектрометре MAT-250 (Вариан-МАТ, США — ФРГ) в Институте литологии АН СССР.

Изменение вещественного состава руд и некоторых свойств кварца

Вертикальный интервал высот	n	Содержание минералов, об. % (в числителе) и частота их встречаемости, % (в знаменателе)				Содержание элементов, $n \cdot 10^{-4}$, %: Au—усл. ед.					
		Пирит	Магнетит	Молибденит	Кварц	Au	As	Bi	Pb+Zn	Mo	Co
Верхний	45	$\frac{0,7}{64}$	$\frac{0,8}{11}$	$\frac{0,002}{4}$	$\frac{76,8}{100}$	0,41	80	34	341	148	6
Средний	143	$\frac{1,4}{59}$	$\frac{3,5}{13}$	$\frac{0,1}{17}$	$\frac{73,7}{97}$	0,44	160	11	166	1225	25
Нижний	17	$\frac{3,4}{53}$	0	$\frac{0,02}{18}$	$\frac{84,6}{100}$	0,07	190	5	194	1354	29

Примечание. Др — количество пирита дырочного типа проходимости.

рудного поля в целом и в особенности — его глубоких горизонтов.

Пильненское месторождение располагается восточнее Карийского рудного поля. Золото-молибденит-кварцевые жилы этого месторождения приурочены к западной части массива катаклазированных биотитовых гранитов триасового (?) возраста. Этот массив располагается в обрамлении нижнепротерозойских гнейсовидных диоритов и амфибол-биотитовых гранодиоритов, характеризующихся изменчивым составом. В массиве наблюдаются синхронные дайкообразные обособления лейкократовых гранитов, фациально переходящих в аплиты и крупнозернистые граниты пегматитоидного облика.

В структурном отношении месторождение, так же как и описанное рудное поле, приурочено к южной ветви Монголо-Охотского глубинного разлома в области ее сопряжения с поперечной тектонической зоной. Структура месторождения блоковая, определяющаяся пересечением серии северо-восточных и субширотных разломов с близмеридиональными и северо-западными. Рассматриваемая часть месторождения, с которой связаны главные его жилы, располагается в одном из тектонических блоков.

Руды представлены кварц-молибденитовой, кварц-турмалиновой (допродуктивные), кварц-сульфидной и кварц-турмалин-сульфидной (продуктивные) минеральными ассоциациями. Наряду с кварцем и турмалином, развивающимися повсеместно, в рудах нередко в заметных количествах наблюдаются карбонаты, шеелит, а также пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, висмутит, тетрадимит, блеклая руда, арсенопирит, галенит, сфалерит.

Особенности рельефа площади месторождения позволили проследить характер изменения зональности оруденения с глубиной. Для этой цели весь исследованный вертикальный диапазон относительных отметок (высот) был разбит на три равных интервала: верхний, средний, нижний. Результаты картирования и всестороннего изучения рудно-метасоматических образований этих интервалов показали, что содержание большей части минералов довольно существенно меняется с глубиной (табл. 3). Особо отметим, что максимальное суммарное количество рудных минералов характерно для среднего интервала высот. Для этого же интервала устанавливается пониженное содержание жильного кварца. Величина отношения содержащий жильного кварца и суммы рудных минералов минимальна (около 15) именно для этого интервала, выше и ниже его она возрастает соответственно до 51 и 25. Приведенные данные, очевидно,

и пирита из жпл Пильненского месторождения (по вертикали)

Геохимические показатели руд			Свойства жильного кварца					Др пирита, %
$\frac{\text{Au}}{\text{Ag}}$	$\frac{\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Bi}}{\text{Co} \cdot \text{Mo} \cdot \text{As}}$	$\frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2}}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	I_2	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Li}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Li}_2\text{O}}$	
0,04	7,6	0,41	294	430	1,31	242	185	7,3
0,2	0,014	1,87	295	270	1,14	186	164	4,8
0,03	0,005	2,33	290	70	1,02	112	110	0

обусловлены проявлением элементов концентрической пульсационной зональности.

Средние содержания некоторых элементов в рудах приведены также в табл. 3, из которой следует, что степень их золотонности меняется противоположно кварцево-сульфидному отношению и является наиболее высокой в среднем интервале. Концентрации Mo, Co и As растут с глубиной, а Bi и Pb — падают. Это особенно четко проявляется в монотонном уменьшении в направлении сверху вниз величины мультипликативного показателя $\frac{\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Bi}}{\text{Co} \cdot \text{Mo} \cdot \text{As}}$, подтверждающего прямую зональность отложения [Билибин, 1951]. Не менее однозначно фаціальная зональность выражена в увеличении отношения $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$ на глубину, указывающего на рост с глубиной окислительного потенциала, как это убедительно доказано работами Ю. М. Столярова [1978] и И. Т. Самарцева [1980] по многим золоторудным месторождениям Забайкалья и Урала. Зональное вертикальное распределение рудной минерализации в определенной мере обусловлено изменением температурных условий рудоотложения, о чем свидетельствуют результаты изучения термоэлектрических свойств пирита. Полученные данные позволяют отметить, что количественная роль низкотемпературного пирита дырочного типа проводимости (Др) на месторождении незначительна, что указывает на относительно высокотемпературные условия его кристаллизации. В направлении сверху вниз величина Др постоянно уменьшается, что однозначно доказывает увеличение в этом направлении температуры рудообразования в турмалипиритовую стадию. Это обусловлено проявлением прямой фаціальной зональности.

Изучение мономинеральных проб кварца показало, что отдельные его свойства однозначно меняются па глубину, подтверждая вертикальную зональность месторождения. Так, величина газовой составляющей газовой-жидких включений значительно (в 2 раза) возрастает от верхнего интервала высот к нижнему при почти постоянной (около 340 °С) температуре гомогенизации. В отличие от этого интенсивность второго максимума термолюминесценции существенно (см. табл. 3) падает на глубину при незначительных вариациях температуры этого максимума. Примечательны изменения соотношения щелочных элементов. В направлении сверху вниз уменьшаются значения отношений $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O} : \text{Li}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O} : \text{Li}_2\text{O}$, что обусловлено увеличением в указанном направлении роли натрия и особенно — лития. Эта особенность является характерной чер-

той жильного кварца разнотипных месторождений [Юргенсон, 1984].

Совокупность приведенных выше материалов позволяет сделать вывод о слабоконтрастной прямой комбинированной зональности оруденения на Пильненском месторождении. Правомерен также вывод о его значительном эрозионном срезе, что помимо отмеченных особенностей подтверждается присутствием высокотемпературной разновидности пирита, типичной для глубинных частей месторождений. Вывод о большом эрозионном срезе Пильненского месторождения подтверждается принадлежностью рудовмещающих гидротермально измененных пород к формации кварц-серицитовых метасоматитов, представляющих на некоторых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья нижнюю часть рудно-метасоматической термогидроколони [Широких, Лапин, 1981].

Волгинские рудопроявления. Под этим наименованием описываются сближенные рудоносные участки, характеризующиеся относительно сходным типом оруденения и располагающиеся к юго-западу от Дмитриевского месторождения. Основу или рудовмещающую раму Волгинских участков составляют гнейсы и катакластические нижнепротерозойские гнейсограниты. Так же широко распространены биотитовые верхнепротерозойские (?) граниты. В виде небольших по площади выходов повсеместно развиты мезозойские интрузивные образования, представляющие гранитоидами пестрого состава. Повсеместно развиты дайки гибридных порфиров, реже крупнопорфировидных гранитов и гранодиоритов. В структурном отношении рудоносные участки представляют собой серию тектонических блоков, разделенных северо-западными, субширотными и северо-восточными разломами.

Рудоносные зоны представлены жилами и телами прожилково-вкрапленной минерализации, развивающимися среди гидротермально измененных (березитизированных и серицитизированных) пород небольшой мощности. Жильная и прожилково-вкрапленная минерализация имеет в основном кварц-турмалин-пиритовый состав. Иногда встречаются халькопирит, магнетит, галенит, сфалерит. Содержание ведущих жильных минералов — кварца и турмалина — в сумме обычно составляет до 80—90 %. Количественное соотношение этих минералов широко варьирует, что обуславливает в жилах наличие участков существенно кварцевого либо турмалинового состава. Вместе с тем с глубиной роль турмалина несколько возрастает, а кварца уменьшается. Так, в верхнем интервале турмалин встречается эпизодически, в то время как в более глубоких горизонтах Волгинских рудоносных участков он устанавливается во всех пробах. Характер распределения на глубину других минералов показан в табл. 4, из которой следует, что наиболее насыщен рудными минералами средний интервал высот. Здесь наряду с пиритом в рудах наблюдаются магнетит, актинолит, реже халькопирит, галенит и сфалерит. Количество первых двух минералов обнаруживает тенденцию роста на глубину, как это было отмечено выше и для Карийского рудного поля. Геохимическая специфика руд также отражена в табл. 4. Концентрации большей части химических элементов на разных вертикальных отметках меняются незначительно. Только серебро и особенно сурьма характеризуются заметным ростом на глубину.

Рудовмещающие метасоматиты, как отмечалось выше, имеют небольшую мощность и по особенностям минерального состава подразделяются на две формации: березит-лиственитовую и кварц-серицитовую. Метасоматиты первой формации картируются в наименее эродированных участках верхнего интервала. С глубиной содержание карбоната в березитах постепенно уменьшается, и в низах нижнего интервала высот он исчезает полностью, а березитизированные породы при этом сменяются кварц-серицитовыми метасоматитами.

Полученные минералогические и геохимические данные в целом не дают однозначного результата в интерпретации вертикальной зональности, хотя последняя достаточно четко отражается в составе метасомати-

Особенности вещественного состава руд и термозде пирита (величина Др) Волгинских рудопроявлений (изменения по вертикали)

Вертикальный интервал высот	n	Содержание минералов, об. % (в числителе) и частота их встречаемости, % (в знаменателе)					Содержание элементов, $n \cdot 10^{-4}$, %; Au, Ag—уст. ед.							Др пирита, %	
		Пирит	Магнит	Халькопирит	Галенит + сфалерит	Актинолит	Au	As	Bi	Sb	Pb	Zn	Mo		
Верхний	5	$\frac{7,9}{100}$	0	0	0	0	0,21	1,7	980	45	2	7	77	8	66,7
Средний	103	$\frac{4,4}{8,1}$	$\frac{2,9}{8}$	$\frac{0,02}{3}$	$\frac{0,002}{1}$	$\frac{0,9}{6}$	0,24	3,2	830	25	6	113	46	8	50,4
Нижний	27	$\frac{5,3}{93}$	$\frac{2,9}{11}$	0	0	$\frac{3,3}{11}$	0,23	4,4	2020	19	20	69	47	3	35,1

тов и термоэлектрических свойствах пирита (см. табл. 4). Так, в направлении сверху вниз устанавливается переход березит-лиственитовых метасоматитов в кварц-серицитовые и уменьшение величины Др пирита почти в 2 раза. Эти факты говорят о несомненном росте температуры рудообразования как в стадию предрудного метасоматического изменения пород, так и в стадию отложения пирита и могут служить доказательством проявления прямой фацальной зональности рудообразующего процесса.

Ушумунское месторождение значительно удалено от Карийского рудного поля к юго-западу и довольно существенно отличается от него. В геологическом строении участвуют кварцево-сланцевые, кварц-эпидот-хлоритовые и амфибол-биотитовые сланцы джорольской свиты протерозойского возраста. Сланцы прорываются небольшими штоками и дайками юрского времени. Сланцы на контакте с интрузивными образованиями превращены в гнейсы и мигматиты. Структурное положение месторождения определяется его приуроченностью к ослабленной тектонической зоне северо-восточного простирания, входящей в систему Монголо-Охотского глубинного разлома, проявляющегося здесь линейными зонами катаклаза и милонитизации. С генеральной для площади северо-восточной зоной, подчеркнутой линейным расположением и вытянутостью штоков диоритов, сочленяются зоны дробления северо-западного и субмеридионального направлений. К последним приурочены дайки диоритовых порфириров.

Рудоносные жилы относятся к золото-висмутному типу. Они объединены в несколько рудных зон северо-восточного простирания, представленных серией сближенных кварцевых жил и прожилков. В жильном кварце наблюдается рудная минерализация, относящаяся к трем минеральным ассоциациям: молибденитовой, пирит-халькопирит-арсенопиритовой и золото-висмутин-жозентовой. Редко наблюдаются пирротин и другие рудные минералы. Висмутовые минералы развиты хорошо и представлены висмутином, тетрадимитом, жозентом А, реже — галеновисмутитом, кобеллитом, самородным висмутом и др.

Изменения вещественного состава руд по вертикали приведены в табл. 5. Согласно полученным данным, пирит и арсенопирит, наблюдающиеся в рудах сравнительно редко (частота встречаемости соответственно 5,5 и 1,4 %), характеризуются убыванием содержания на глубину. Висмутовая минерализация наиболее часто отмечается на уровне отметок

Изменение вещественного состава руд и некоторых свойств

Вертикаль- ный интервал высот	n	Содержание минералов, об. % (в числителе) и частота их встречаемости, % (в знаменателе)				
		Пирит	Арсенопирит	Висмут минер.	Золото самор.	Кварц
Верхний	14	$\frac{0,007}{7,1}$	$\frac{0,143}{7,1}$	$\frac{0,054}{21,3}$	0	$\frac{98,7}{100}$
Средний	84	$\frac{0,006}{4,8}$	$\frac{0,012}{1,2}$	$\frac{0,186}{73,8}$	$\frac{7,1}{7,1}$	$\frac{99,1}{100}$
Нижний	48	$\frac{0,005}{6,2}$	0	$\frac{0,178}{68,7}$	$\frac{8,3}{8,3}$	$\frac{99,6}{100}$

среднего интервала высот (частота встречаемости 75 %). Близкое значение (около 70 %) этот показатель имеет в нижнем интервале. В верхней части изученных глубин висмутовые минералы встречаются реже более чем в 3 раза. В целом отмечено, что суммарное количество рудных минералов уменьшается с глубиной, а кварца — увеличивается. По данным В. П. Полохова и др. [1977], подтвержденным материалами наших исследований, кварц и сульфиды отложились в одну стадию, но фиксируют собой разные ступени минерального равновесия. В связи с этим приведенные в табл. 5 результаты изучения минералогии руд дают право для вывода о слабом проявлении на месторождении прямой зональности отложения [Билибин, 1951].

Геохимическое исследование рудных проб показало закономерное возрастание степени золотоносности руд с глубиной (см. табл. 5). Как и на ряде месторождений Балейского рудного района, в данном случае золото также четко коррелирует с висмутом (коэффициент корреляции равен +0,75 при условии надежности связи $r \geq 0,12$). Наряду с висмутом установлено увеличение содержания на глубину Sb, Pb, Zn и W. Концентрации Cu и Co в отличие от этого уменьшаются в том же направлении. Показательная величина Au : Ag, возрастающая сверху вниз в 5 раз, что является доказательством проявления прямой зональности отложения в золото-висмут-теллуридную стадию минералообразования. Подобным же образом изменяется величина Bi : Sb, подтверждая наличие прямой фацальной зональности.

Условия отложения рудоносного кварца (по результатам изучения его свойств в 32 пробах) в исследованном диапазоне высот всех интервалов менялись незначительно. Температура гомогенизации газожидких включений почти постоянна (300—310 °C) на разных высотных уровнях. Газовая составляющая включений увеличивается от верхнего интервала к нижнему с 35 до 49 %, что соответствует условиям проявления прямой фацальной зональности. Изменение температуры второго максимума термолюминесценции находится в согласии с приведенными данными и, возрастая в направлении сверху вниз, указывает на увеличение температур образования жильного кварца с глубиной [Юргенсон, 1984]. Интенсивность термолюминесценции, так же как и на Пильненском месторождении, падает с уменьшением вертикальных отметок.

Анализ распределения по вертикали коэффициентов K_3 и K_4 , обусловленных содержанием углекислоты и воды соответственно по ИК-спектрам кварца, показывает на их уменьшение с глубиной, что определяет увеличение PT -условий формирования минерала в этом направлении и, следовательно, доказывает прямую зональность отложения.

жильного кварца Ушумунского месторождения (по вертикали)

Содержание элементов $n \cdot 10^{-4}$, %: Au и Ag—усл. ед.										Au Ag	Bi Sb	Данные по жильному кварцу			
Au	Ag	As	Bi	Sb	Pb+ Zn	Cu	Mo	W	Co			n	K ₃	K ₄	T ₂ , °C
0,14	1,8	1660	250	14	22	780	250	60	4	0,07	18	3	0,57	0,92	300
0,52	2,4	210	1310	27	36	760	80	590	3	0,21	49	17	0,54	0,75	306
0,74	2,1	170	1030	33	48	440	100	610	3	0,35	31	13	0,43	0,66	309

В целом данные по месторождению свидетельствуют о проявлении на нем прямой фацальной зональности. Ее слабая контрастность может быть следствием значительной глубинности формирования оруденения и существенного размаха его по вертикали.

ВЫВОДЫ

1. Все рассмотренные месторождения Карийского рудного района характеризуются вертикальной зональностью, обусловленной изменением условий рудоотложения на разных глубинных уровнях.

2. Вертикальная зональность проявляется в направленном изменении как вещественного состава руд и метасоматитов, так и типоморфных свойств рудообразующих минералов — пирита, арсенопирита, кварца. Она совмещает элементы стадийной зональности и зональности отложения и является комбинированной или сложной.

3. Контрастность вертикальной зональности различна на разных объектах, что, вероятно, определяется глубинностью рудоотложения.

4. Характер рудно-метасоматической зональности в связи с особенностями развития рудообразующего процесса и условиями локализации оруденения имеет важное значение для разработки геолого-генетических моделей эндогенных месторождений и может с успехом использоваться при определении изменения продуктивности руд с глубиной, уровня эрозионного среза, вертикального диапазона оруденения и других практических вопросов, связанных с поиском, прогнозом и разведкой эндогенного гидротермально-жильного оруденения как в Карийском, так и в других рудных районах Монголо-Охотского пояса глубинных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап. ВМО.— 1951.— Вып. 2.— С. 81—87.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом // Докл. АН СССР.— 1961.— Т. 137, № 5.— С. 1177—1180.
- Евсеев Ю. П., Грабеклис Р. В., Зиновьев Г. И., Полохов В. П. Основные рудные формации Карийского золоторудного района, их связь с магматизмом и поисковые признаки // Геология некоторых рудных районов и лелей Забайкалья.— Иркутск: Иркут. ун-т, 1973.— С. 107—114.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973.— 328 с.
- Литвинов В. Л., Ляхов Ю. В., Попивняк И. В. Палеотемпературная зональность Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений.— 1970.— № 5.— С. 96—101.

- Литвинов В. Л., Ляхов Ю. В., Попивняк И. В. Физико-химические особенности формирования Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Минералогический сб.— 1971.— № 25, вып. 2.— С. 152—163.
- Литвинов В. Л., Соломин Ю. С. Зоны повышенной трещиноватости восточной части Восточного Забайкалья и их роль в распределении постмагматического оруденения // Геология и разведка.— 1964.— № 2.— С. 83—92.
- Некрасов Е. М. Зарубежные золоторудные месторождения со значительным вертикальным размахом оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1980.— № 3.— С. 108—123.
- Полохов В. П., Евсеев Ю. П., Грабеклис Р. В., Бычков М. А. Особенности строения и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского рудного района) // Металлогенетический анализ в областях активизации.— М.: Наука, 1977.— С. 122—167.
- Рухин Б. А. Дмитриевское золоторудное месторождение в Восточной Сибири // Сборник трудов Всесоюзного треста «Золоторазведка».— 1935.— Вып. 1.— С. 47—72.
- Самарцев И. Т., Гусева Л. Д., Иншина В. М. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1980.— № 11.— С. 98—108.
- Столяров Ю. М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений // Геология руд. месторождений.— 1978.— № 3.— С. 24—35.
- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Спиридонов А. М. и др. Закономерности размещения геохимических полей концентрирования в кольцевых структурах с латитовым магматизмом // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 282, № 3.— С. 697—701.
- Туляков В. Е., Широких И. Н., Розов Д. Н. Модель рудно-метасоматической колонны Карийского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика.— 1982.— № 11.— С. 33—38.
- Широких И. Н., Лавин Б. П. Модель синхронного гидротермально-метасоматического рудогенеза (на примере Алханайского рудного района в Забайкалье) // Динамические модели физической геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 117—125.
- Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудосность жильного кварца.— М.: Наука, 1984.— 148 с.

М. Б. Войцеховская

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАССООБМЕНА ПРИ АРГИЛЛИЗАЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТЕРЛИГХАЙСКОГО РТУТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Терлигхайское месторождение ртути (Центральная Тува) структурно связано с Северо-Пельорукским разломом, который ограничивает с севера Кызылхашскую грабен-синклинали, выполненную вулканогенно-осадочными толщами нижнего девона — верхнего карбона и залатую среди приподнятых блоков нижнепалеозойского фундамента. По Северо-Пельорукскому разлому в участке Терлигхайского месторождения толща песчаников ордовика взброшена на рудовмещающую эффузивно-осадочную толщу нижнего девона, залегающую в основании разреза среднего палеозоя Кызылхашской грабен-синклинали.

В рудном поле месторождения проявилась интенсивная гидротермальная деятельность. В результате взаимодействия палеопотоков с вмещающими породами образовались зональные ореолы метасоматитов формации аргиллизитов [Геология и генезис..., 1978]. Морфология зон была обусловлена неравномерной структурой течения палеогидротерм, т. е. влиянием трещинной тектоники и различной проницаемостью исходных пород.

Процесс рудоотложения на месторождении был многостадийным. На раннем этапе в результате интенсивного кислотного выщелачивания сформировались ореолы каолинитовых метасоматитов, монокварцитов и агальматолитов. Затем при фильтрации более щелочных растворов образовались кварц-гидрослюдистые метасоматиты; с ними связано ртутное

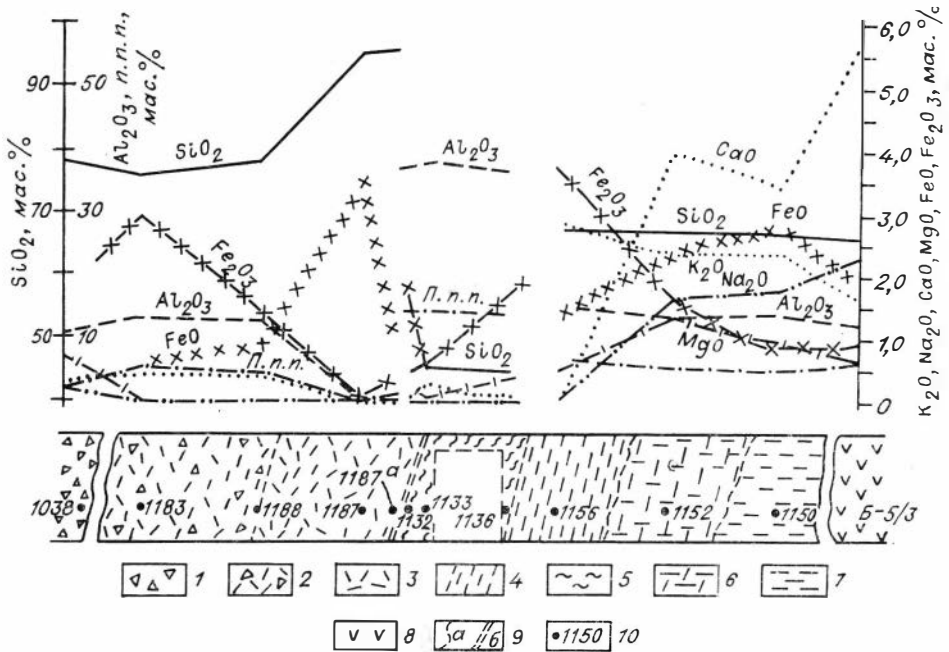


Рис. 1. Строение зоны кварц-каолинитовых метасоматитов Терлигхайского месторождения (уч. 3, шт. 4).

1 — неизменяемый риолит-дацитовый порфир; 2, 3 — в разной степени измененные дацитовые порфиры; 4 — агальматолиты; 5, 6 — монокварциты и кварц-каолинитовые породы; 7 — кварц-гидрослюдистая порода; 8 — неизменные вулканогенные брекчии; 9 — разрывные нарушения (а) и границы метасоматических зон (б); 10 — место отбора и номер пробы.

оруденение. Кварц-каолинитовые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты имеют сложную временную взаимосвязь. Заключительная стадия гидротермальной деятельности на Терлигхайском месторождении характеризуется формированием кварц-карбонат-диккитовых и карбонат-кварцевых прожилков, иногда содержащих киноварь.

Целью данной работы было моделирование на ЭВМ процесса аргиллизации раннего этапа кислотного выщелачивания, результатом которого являются кварц-каолинитовые метасоматиты.

В качестве примера взята зона кварц-каолинитовых пород 3-го разведочного участка месторождения. Они развиваются в зоне тектонического контакта риолит-дацитовых порфиров с вулканогенными брекчиями и туфопесчаниками (рис. 1). В зоне развиты три разновидности метасоматитов: аргиллизированные риолит-дацитовые порфиры, агальматолиты и развивающиеся по вулканогенным брекчиям монокварциты. Известно также, что по диабазам и габбро-диабазам развиваются каолинитовые метасоматиты существенно доломит-каолинитового состава.

Моделирование проводилось методом минимизации изобаро-изотермического потенциала по программе «GIBBS», разработанной Ю. В. Шваровым [1976] для ЕС-ЭВМ.

Были проведены расчеты, определяющие термодинамически равновесную ассоциацию минералов и растворенных частиц в 12-компонентной гетерогенной системе $H-O-K-Na-Ca-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S$. Система описана 26 твердыми фазами и 51 частицами в растворе: $H_2O_{ж}$, H^+ , OH^- , Na^+ , $NaCl^0$, $NaHCO_3^0$, $NaCO_3^-$, $NaSO_4^-$, $NaOH^0$, SO_4^{2-} , HSO_4^- , H_2S^0 , HS^- , $H_2CO_3^0$, HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , $CaOH^+$, $CaHCO_3^+$, $CaCO^0$, $CaCl^0$, Cl^- , HCl^0 , H_2^0 , O_2^0 , $H_4SiO_4^0$, $H_3SiO_4^-$, K^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , KOH^0 , $MgOH^+$, $Fe(OH)_2^0$, $FeOH^+$, $Fe(OH)_3^-$, $Fe(OH)^{2+}$, $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)_3^0$, $Fe(OH)_4^-$, $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)_3^0$, $Al(OH)_4^-$, $MgHCO_3^+$, $MgCO_3^0$, $CaSO_4^0$, KCl^0 , $FeCl^+$, $FeCl^{2+}$, кварц, диаспор, портландит, брусит, гематит, магнетит,

Термодинамические данные* для минералов и частиц водного раствора ($T = 150^\circ\text{C}$, $P = P$ насыщенного пара). кДж/моль

Ми рал	$-\Delta G_f^0$	Минерал, частица	$-\Delta G_f^0$	Частица	$-\Delta G_f^0$	Частица	$-\Delta G_f^0$
Кварц	833,413	Тремолит	11314,158	SO_4^{2-}	666,377	Al^{3+}	471,055
Диаспор	888,057	Каолинит	3664,955	HSO_4^-	696,269	KOH^0	420,703
Портландит	861,628	Цоизит	6328,874	H_2S	26,770	MgOH^+	600,871
Брусит	796,098	Дафнит	6736,108	HS^-	-28,722	$\text{Fe}(\text{OH})_2^0$	252,733
Гематит	706,848	Эпидот	5919,622	H_2CO_3^0	595,036	$\text{Fe}\bullet\text{H}^+$	402,463
Магнетит	966,927	Ломонтит	6465,422	HCO_3^-	540,614	$\text{Fe}(\text{OH})_3^-$	540,988
Гетит	458,182	Тальк	5360,303	CO_3^{2-}	457,07	$\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$	219,943
Кальцит	1096,136	Хризотил	3897,932	Ca^{2+}	557,260	$\text{Fe}(\text{OH})_2^+$	421,369
Магнезит	994,402	Клинохлор	7958,963	CaOH^+	699,487	$\text{Fe}(\text{OH})_3^0$	594,270
Доломит	2099,06	Диккит	3660,190	CaHCO_3^+	1112,269	$\text{Fe}(\text{OH})_4^-$	749,766
Сидерит	637,289	Галлуазит	3645,491	CaCO_3^0	1053,805	$\text{Al}(\text{OH})^{2+}$	667,210
Ангидрит	1274,128			CaCl_2^0	776,088	$\text{Al}(\text{OH})_2^+$	863,600
Пирит	154,009	$\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}}$	217,454	Cl^-	112,553	$\text{Al}(\text{OH})_3^0$	1049,344
Марказит	150,125	H^+	0	HCl^0	87,278	$\text{Al}(\text{OH})_4^-$	1222,566
Альбит	3617,33	OH^-	123,174	H_2^0	-25,531	MgHCO_3^+	1007,601
Парагонит	5397,618	Na^+	271,579	O_2^0	-24,483	MgCO_3^0	942,762
Микроклин	3651,082	NaCl^0	380,422	H_2SiO_4	1246,292	CaSO_4^0	1248,749
Мусковит	5439,879	NaHCO_3^0	815,579	H_3SiO_4	1174,322	MgSO_4^0	1148,391
Флогопит	5682,634	NaCO_3^-	743,871	K^+	294,798	KCl^0	403,723
Аннит	4633,770	NaSO_4^-	948,058	Mg^{2+}	454,099	FeCl^+	211,410
Пренит	5657,910	NaOH^0	399,743	Fe^{2+}	89,478	FeCl^{2+}	138,153
				Fe^{3+}	2,926		

* Термодинамические данные рассчитаны по константам состояния веществ, предложенных в работах [Robie et al., 1978; Smith, Martell, 1977; Helgeson, 1968; Наумов и др., 1971] и ряде других.

гетит, кальцит, магнезит, галит, микроклин, мусковит, флогопит, аннит, пренит, тремолит, каолинит, цоизит, эпидот, ломонтит, тальк, хризотил, клинохлор, диккит, галлуазит, дафнит. Принято ограничение, что массообмен изотермичен (150°C ; $P = P$ насыщенного пара). Термодинамические данные (ΔG_f^0) для всех твердых фаз (минералов) и частиц водного раствора рассчитаны М. В. Борисовым по литературным данным (табл. 1). Необходимо отметить, что «...моделированию поддается не точная структура, не мощности и объемы зон природной инфильтрационной колонки, а лишь закономерная последовательность этих зон, соотношения в них твердых фаз и состав растворов, производных от рабочего (взятого для расчета колонки) и приходящих к локальному равновесию с парагенезисами с каждой из последовательных зон, полученной при расчетах колонки» [Барсуков, Борисов, 1982].

Существуют разные методы моделирования инфильтрационного метасоматоза на ЭВМ. В данной работе выбран метод изменения «степени протекания реакции», предложенный Г. Хельгесоном [Helgeson, 1968], так называемый « ξ -реактор». Метод заключается в расчете локальных равновесий при последовательно меняющемся соотношении m породы: m

Результат расчета равновесия между минерализующим раствором и габбро-диабазом
($T = 150^\circ\text{C}$ и P общее = P насыщенного пара)

Компо- нент	Масса прореагировавшей породы, г						
	1	10	100	1000	5000	10000	15000
K	1.0003E-1	1.0026E-1	9.4967E-2	1.9975E-2	9.1921E-3	1.0879E-2	8.0587E-3
Na	3.0008	3.008	3.08	2.898	2.0465	1.8785	1.6684
Ca	1.011E-1	1.0246E-1	4.869E-2	1.6015E-1	6.0725E-1	6.9583E-1	7.983E-1
Mg	1.89E-3	1.0364E-2	2.769E-2	3.6515E-2	2.0307E-2	1.4724E-2	1.8607E-2
Al	9.9411E-5	8.8236E-8	8.4063E-8	9.5881E-8	8.8234E-8	5.618E-8	3.4889E-8
Si	1.1287E-3	1.1282E-3	1.1464E-3	1.1322E-3	8.469E-4	5.9767E-4	3.7852E-4
Fe	1.3401E-3	4.8146E-3	3.7059E-3	5.763E-5	5.1169E-5	5.6331E-5	7.8646E-5
C	1.0	9.8293E-1	6.7738E-1	5.1549E-3	2.2682E-3	1.3224E-3	9.7722E-4
Cl	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31
pH	2.927	4.425	4.48	5.429	5.407	5.404	5.299
Ион- ная сила	2.7124	2.7275	2.6794	2.8651	3.9195	4.8117	6.1111

Примечание. Состав раствора: 3M NaCl + 1M H₂CO₃ + 0,1M CaCl₂ + 0,01M HCl + 0,1M KCl.
Значение E-N означает необходимость возведения приведенного числа в степень N.

H₂O р-ра, при этом m породы — дискретная величина, а масса и состав H₂O раствора постоянны. Определенный набор дискретных локальных равновесий имитирует последовательное изменение вмещающей среды.

Моделирование аргиллизированных пород каолинитовой фации. Четыре разновидности кварц-каолинитовых метасоматитов представлено соответствующими моделями инфильтрационной метасоматической колонки, рассчитанными на ЭВМ.

Выбор качественного состава исходного раствора был проведен с учетом результатов анализа газово-жидких включений в кварце и барите предрудной стадии метасоматоза и из данных работы [Барсуков, Борисов, 1982]. Количественная оценка состава рабочего раствора проводилась путем решения серий задач взаимодействия с вулканогенно-осадочными породами растворов состава (моль на 1000 г H₂O): NaCl 1÷3; H₂CO₃ 1÷3; CaCl₂ 0,01÷0,1; HCl 0,01÷0,1; KCl 0,1÷0,5; H₂S 0,01. Результаты получены для трех составов исходных растворов, с помощью которых получена зональность, соответствующая природным метасоматическим колонкам:

1. NaCl — 3,0M; H₂CO₃ — 1,0M; CaCl₂ — 0,1M; HCl — 0,01M; KCl — 0,1M
2. NaCl — 3,0M; H₂CO₃ — 1,0M; CaCl₂ — 0,1M; HCl — 0,1M; KCl — 0,1M; H₂S — 0,01M
3. NaCl — 3,0M; H₂CO₃ — 1,0M; CaCl₂ — 0,1M; HCl — 0,01M; KCl — 0,1M; H₂S — 0,01M

Модель 1. Моделирование инфильтрационной колонки, развивающейся по габбро-диабазу, проводилось с первым составом раствора, результаты представлены в табл. 2 и на рис. 2. При m породы: m H₂O р-ра, равной 10⁻³, т. е. в тыловой зоне колонки, устойчивы кварц (~44 мас. %) и каолинит (~50 мас. %). Далее, в системе в значительном количестве (~17 мас. %) появляется железистый хлорит — дафнит. Количество каолинита при этом резко сокращается, уже во внутренней зоне каолинита ~10 мас. %. Для внутренней зоны характерен также доломит (~20 мас. %). во внешней зоне его количество резко уменьшается (~2 мас. %). Во внешней зоне инфильтрационной колонки появляются альбит (~21 мас. %) и тремолит (~25 мас. %). При соотношении m породы : m H₂O р-ра 10 пропорции между сосуществующими минера-

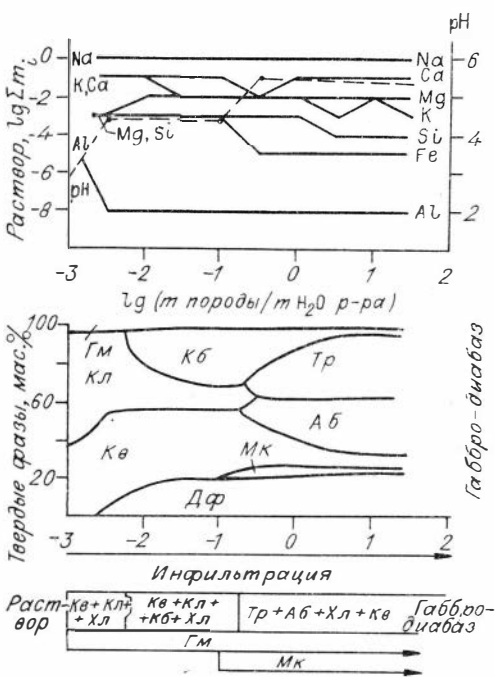


Рис. 2. Результаты моделирования массообмена между габбро-диабазом и раствором состава (моль на 1000 г H_2O):

$\text{NaCl} - 3,0 \text{ M}$, $\text{H}_2\text{CO}_3 - 1,0 \text{ M}$, $\text{CaCl}_2 - 0,1 \text{ M}$, $\text{HCl} - 0,01 \text{ M}$, $\text{KCl} - 0,1 \text{ M}$.

лами практически не меняются. Таким образом, рассчитана инфильтрационная колонка, характерная для аргиллизитов каолинит-доломитового состава: $\text{Кв} + \text{Кл} \rightarrow \text{Кв} + \text{Кл} + \text{Дол} + \text{Хл} \rightarrow \text{Кв} + \text{Кл} + \text{Дол} + \text{Хл} + \text{Аб} \rightarrow \text{Кв} + \text{Кл} + \text{Дол} + \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Тр} \rightarrow$ габбро-диабаз.

При моделировании метасоматической зональности во всех зонах инфильтрационной колонки присутствует трансзональный минерал — гематит ($\sim 2,5$ мас. %)*. Последовательность изменения состава раство-

ров, равновесных с зонами метасоматической колонки, заключается в уменьшении концентраций К, Si, Fe по направлению от тыловой зоны к внешней. В то же время валовая концентрация Na остается постоянной во всех зонах. Содержание Mg во внешней зоне увеличивается на порядок, в то время как концентрация Al уже в тыловой зоне резко падает. Значения pH исходного раствора меняются от 2,9 до 5,3 во внешней зоне, изменение pH полностью определяется отложением или растворением того или иного минерала. Так, например, скачок на кривой от 2,9 до 4,4 является результатом растворения каолинита и выпадения в системе дафнита (Fe-хлорита).

Модель 2. В результате массообмена между вулканогенной брекчией и раствором состава (моль на 1000 г H_2O) $\text{NaCl} - 3,0 \text{ M}$; $\text{H}_2\text{CO}_3 - 1,0 \text{ M}$; $\text{CaCl}_2 - 0,1 \text{ M}$; $\text{HCl} - 0,1 \text{ M}$; $\text{KCl} - 0,1 \text{ M}$ образуется инфильтрационная колонка, изображенная на рис. 3 (табл. 3).

Опять рассмотрим последовательные ступени преобразования породы и изменение состава раствора, фильтрующегося через поровое пространство породы. При $m \text{ породы} : m \text{ H}_2\text{O p-ра} 10^{-3}$ образуется монокварцевая зона ~ 100 мас. %, при дальнейшей фильтрации раствора в системе появляется каолинит (~ 20 мас. %). Он устойчив до внешней зоны инфильтрационной колонки ($m \text{ породы} = m \text{ H}_2\text{O p-ра}$). Для внутренней зоны модельной колонки аргиллизита получена ассоциация $\text{Кл} + \text{Мс} + \text{Хл}$, характерная для аналогичных зон кварц-каолинитовых метасоматитов Терлигхайского месторождения.

Дафнит (~ 7 мас. %) и гематит (~ 5 мас. %) присутствуют как трансзональные минералы, они появляются в тыловых частях колонки и устойчивы при дальнейшем изменении вулканогенной брекчии. Для внешней зоны колонки характерно присутствие альбита (~ 37 мас. %) и эпидота (~ 8 мас. %).

Рассчитанная теоретически инфильтрационная колонка кислотного выщелачивания вулканогенной брекчии в общем виде выглядит следую-

* В тексте и на рисунках используются сокращения названий минералов: кварц — Кв, каолинит — Кл, мусковит — Мс, микроклин — Мк, альбит — Аб, гематит — Гм, дафнит — Дф, эпидот — Эп, доломит — Дол, сумма карбонатов — Кб, тремолит — Тр, хлорит — Хл, шприт — Шр.

Результат расчета равновесия между минерализующим раствором* и вулканогенной брекчией ($T = 150^\circ\text{C}$, P общее = P насыщенного пара)

Компо- нент	Масса прореагировавшей породы, г						
	1	10	100	1000	5000	10000	15000
K	1.0038E-1	1.038E-1	8.941E-2	1.517E-2	5.3773E-2	5.3094E-2	5.2365E-2
Na	3.0014	3.014	3.14	3.4332	2.5032	2.4709	2.4363
Ca	1.0056E-1	1.056E-1	1.0419E-1	9.5144E-3	4.2184E-1	4.3829E-1	4.5592E-1
Al	2.8E-3	1.8375E-2	8.1709E-8	9.9692E-8	8.1441E-8	7.2769E-8	6.4529E-8
Si	1.1135E-3	1.1105E-3	1.1167E-3	1.1456E-3	1.0561E-3	9.7001E-4	8.8522E-4
Fe	1.01E-3	4.3062E-3	3.4532E-3	9.5034E-5	2.6937E-5	2.8993E-5	3.1337E-5
C	1.0	1.0	9.4519E-1	3.4951E-1	1.3064E-3	7.2153E-3	1.1252E-3
Cl	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4
pH	1.117	2.169	4.5	5.227	5.725	5.706	5.686
Ион- ная спла	2.7909	2.8355	2.7722	2.6714	3.2741	3.4533	3.6524

* Состав: 3M NaCl + 1 M H₂CO₃ + 0,1 M CaCl₂ + 0,1 M HCl + 0,1 M KCl.

щим образом:



Изменение валовых концентраций элементов в растворе по мере просачивания его от питающего трещинного канала до внешнего фронта кислотного выщелачивания вулканогенной брекчии выразилось прежде всего в резком уменьшении содержания Al и Fe. Суммарная концентрация Na остается постоянной, калия и кремния падает на порядок во внешней зоне. Концентрация Ca в тыловой и внешней зонах сохраняется на уровне исходной, а в растворах, равновесных с внутренней зоной, уменьшается на два порядка. Резко изменяется значение pH от 1,1 в тыловой части колонки до 4,4 во внутренней, а pH раствора, равновесного с неизменной породой, ~ 5,7.

Модель 3. Для моделирования массообмена между фильтрующимся раствором и риолит-дацитовым порфиром был выбран раствор

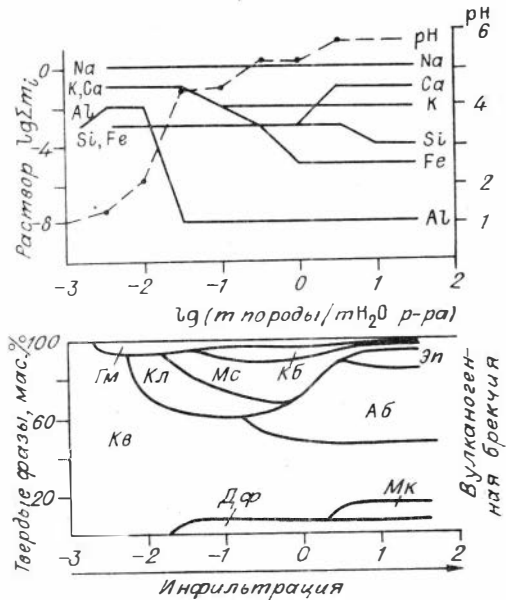


Рис. 3. Результаты моделирования массообмена между вулканогенной брекчией и раствором состава (моль на 1000 г H₂O): NaCl — 3,0 M, H₂CO₃ — 1,0 M, CaCl₂ — 0,1 M, HCl — 0,1 M, KCl — 0,1 M.

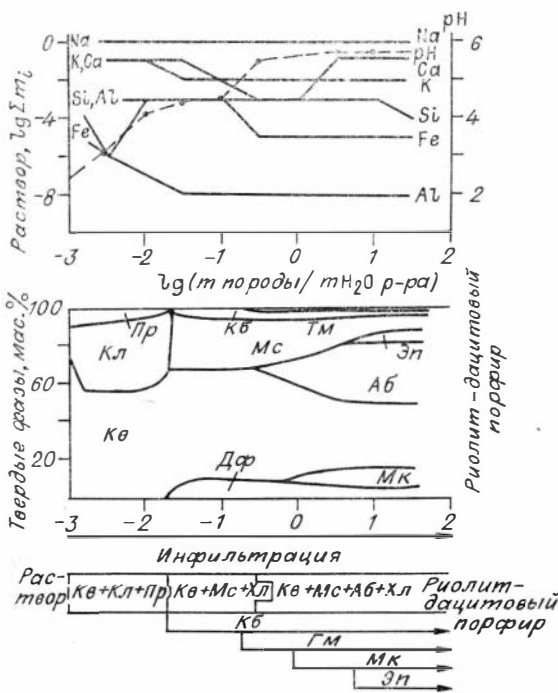


Рис. 4. Результаты моделирования массообмена между риолит-дацитовым порфиром и раствором состава (моль на 1000 г H_2O): $NaCl - 3,0$ М, $H_2CO_3 - 1,0$ М, $CaCl_2 - 0,1$ М, $HCl - 0,01$ М, $KCl - 0,1$ М, $H_2S - 0,01$ М.

состава (моль на 1000 г H_2O) $NaCl - 3,0$ М; $H_2CO_3 - 1,0$ М; $CaCl_2 - 0,1$ М; $HCl - 0,01$ М; $KCl - 0,1$ М; $H_2S - 0,01$ М. На рис. 4 и в табл. 4 представлены результаты моделирования — изменение валовых концентраций элементов, значений pH и ионной силы раствора по мере изменения вмещающей среды, изменение соотношения между твердыми фазами, равновесными с фильтрующимся раствором и общая схема зональности теоретической метасоматической инфильтрационной колонки ореола кислотного выщелачивания риолит-дацитового порфирита.

Тыловая зона (m породы : $m H_2O$ p-ра 10^{-3}) представлена $Kв + Kл + Пр$ ассоциацией, далее в системе появляется дафнит (~ 10 мас. %), каолинит становится неустойчив и растворяется, вместо него появляется мусковит, процентное содержание пирита уменьшается, появляется незначительное количество карбоната (дополнительная фаза). Среди твердых фаз, характерных для внешней зоны, появляются альбит (~ 28 мас. %), микроклин (~ 8 мас. %) и эпидот (~ 7 мас. %). Теоретическая колонка кислотного выщелачивания риолит-дацитового порфи-

Таблица 4

Результат расчета равновесия между минерализующим раствором* и риолит-дацитовым порфиром ($T = 150^\circ C$ и P общее = P насыщенного пара)

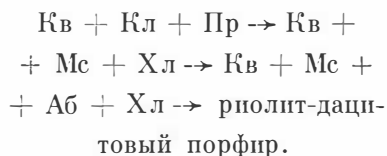
Компонент	Масса прореагировавшей породы, г						
	1	10	100	1000	5000	10000	15000
Kl	1.0058E-1	1.029E-1	9.2704E-2	7.0942E-2	5.2877E-2	5.2377E-2	5.185E-2
Na	3.001	3.0051	3.102	3.4308	2.4593	2.4355	2.4104
Ca	1.0039E-1	1.0195E-1	7.9722E-2	1.8472E-3	4.0067E-1	4.1271E-1	4.2535E-1
Al	1.5468E-3	9.4188E-6	7.4885E-8	7.3632E-8	8.5579E-8	7.8549E-8	7.1841E-8
Si	1.1281E-3	1.1287E-3	1.1316E-3	1.1459E-3	1.0886E-3	1.0209E-3	9.5435E-4
Fe	3.1243E-5	7.8952E-1	2.7466E-3	4.1156E-5	2.4954E-5	2.6398E-5	2.7982E-5
C	9.9975E-1	9.987E-1	9.4072E-1	5.1185E-1	1.3337E-3	1.2648E-3	1.1943E-3
Cl	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31
pH	2.524	4.138	4.558	5.625	5.737	5.723	5.708
Ионная сила	2.7142	2.7145	2.6924	2.6472	3.1582	3.2891	3.431

* Состав: 3М $NaCl + 1$ М $H_2CO_3 + 0,1$ М $CaCl_2 + 0,01$ М $HCl + 0,1$ М KCl .

Рис. 5. Результаты моделирования массообмена между андезитовым порфиритом и раствором состава (моль на 1000 г H₂O):

NaCl — 3,0 М, H₂CO₃ — 1,0 М, CaCl₂ — 0,1 М, HCl — 0,01 М, KCl — 0,1 М, H₂S — 0,01 М.

ра выглядит следующим образом:



Из графика состава растворов, равновесных с твердыми фазами, и табл. 4 видно, что по мере продвижения «фильтрующегося» раствора по направлению к относительно неизменной породе происходит уменьшение мольного количества калия, железа, кремния и алюминия. В растворе, равновесном с внутренней зоной, концентрация Са уменьшается на два порядка, а затем снова поднимается до прежнего значения. рН раствора повышается до 4,2 раствора, равновесного с внутренней зоной, и далее до 5,7 во внешней зоне.

Модель 4. Результат моделирования взаимодействия исходного раствора состава (моль на 1000 г H₂O) NaCl — 3,0 М; H₂CO₃ — 1,0 М; HCl — 0,01 М; KCl — 0,1 М; H₂S — 0,01 М; CaCl₂ — 0,1 М и андезитового порфирита представлен на рис. 5 и в табл. 5. При отношении *m* породы: *m* H₂O р-ра 10⁻³ в системе имитирована кварц-пирит-каолинитовая зона, которая сменяется кварц-каолинит-мусковитовой ассоциацией,

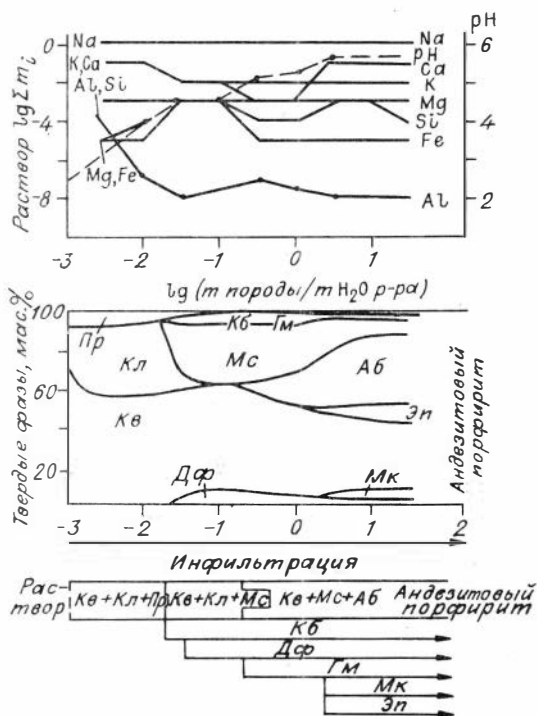


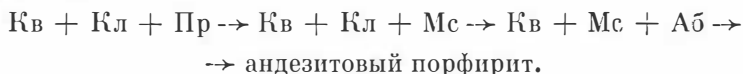
Таблица 5

Результаты расчета равновесия между минерализующим раствором* и андезитовым порфиритом ($T = 150^\circ\text{C}$ и P общее = P насыщенного пара)

Компо- нент	Масса прореагировавшей породы, г						
	1	10	100	1000	5000	10000	15000
К	1.0048E-1	1.048E-1	7.7698E-2	2.0031E-2	5.274E-2	5.2264E-2	5.1763E-2
Na	3.0011	3.011	3.11	3.3898	2.4562	2.4335	2.4097
Ca	1.043E-1	1.043E-1	7.8075E-2	6.0374E-3	3.9889E-1	4.1023E-1	4.2218E-1
Mg	5E-5	5E-4	4.4325E-3	3.3918E-4	3.4342E-3	3.5299E-3	3.6302E-3
Al	1.5068E-3	1.7092E-7	7.8786E-8	9.4083E-8	8.5955E-8	7.9269E-8	7.282E-8
Si	1.1281E-3	1.1282E-3	1.132E-3	1.1548E-3	1.0914E-3	1.027E-3	9.6328E-4
Fe	2.7962E-4	2.849E-5	2.5312E-3	2.5018E-5	2.4819E-5	2.6176E-5	2.7666E-5
C	9.9984E-1	9.9826E-1	9.3451E-1	4.2638E-1	1.3399E-3	1.2718E-3	1.2044E-3
Cl	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31	3.31
рН	2.528	4.075	4.564	5.349	5.739	5.725	5.711
Ион- ная сила	2.7158	2.7155	2.6946	2.6267	3.1555	3.2802	3.4148

* Состав: 3M NaCl + 1M H₂CO₃ + 0,1M CaCl₂ + 0,01M HCl + 0,1M KCl + 0,01M H₂S.

с незначительным количеством пирита, карбоната и Fe-хлорита (дафнита). Внешняя зона (m породы : m H₂O р-ра 10⁻¹) составлена альбитом (~ 30 мас. %), эпидотом (~ 8 мас. %), мусковитом (~ 10 мас. %), дафнитом (~ 3 мас. %) и микроклином (~ 7 мас. %). В целом теоретическая колонка следующая:



Поведение элементов в растворе, равновесном с андезитовым порфиритом, в целом аналогично модели 3 (риолит-дацитовый порфир). Исключением является изменение в валовых концентрациях магния (в предыдущей модели его нет). Значения рН раствора меняются от 2,4 (тыловая зона) до 5,7 у раствора, равновесного с внешней зоной.

Сопоставление результатов моделирования инфильтрационных колонок стадии кислотного выщелачивания вмещающих пород Терлигхайского месторождения позволяет отметить некоторые общие черты, рассмотреть тенденции изменения концентрации раствора, рН, формирования минеральных ассоциаций.

1. При отношении m породы : m H₂O р-ра 10⁻³ тыловая зона инфильтрационной колонки пород среднего состава представлена ассоциацией Кв + Кл + (Пр), в то время как для габбро-диабазы характерна ассоциация Кв + Кл + Хл.

2. При дальнейшей «фильтрации» раствора (увеличение «навески» породы до 10⁻²), он становится менее кислым, каолинит растворяется и замещается мусковитом. Увеличивается число равновесных твердых фаз, возникают дополнительные фазы — гематит, карбонаты (кальцит, доломит), хлорит. Мольные количества элементов в растворе меняются: валовое содержание К, Са, Al уменьшается, значение концентраций остальных элементов остается на прежнем уровне.

3. При отношении m породы : m H₂O р-ра 10⁻¹ в системе появляются альбит, эпидот, микроклин и тремолит (при изменении габбро-диабазы). Уменьшаются валовые количества калия, кремния, алюминия и железа, увеличивается рН равновесного раствора.

Расчитанные теоретически метасоматические колонки кислотного выщелачивания являются продуктом взаимодействия кислого (рН = 1,1—5,7) натриево-углекисло-хлоридного раствора с исходными алюмосиликатными породами.

Итак, изменение состава и физико-химических свойств гидротермального раствора приводит к закономерной смене ассоциации твердых фаз от появления моно- или биминеральной тыловой зоны до внешних зон аргиллизированных пород. Расчитанные теоретически метасоматические инфильтрационные колонки в целом соответствуют закартированным в пределах рудного поля Терлигхайского месторождения [Борисенко, Гречищева, 1982]. Таким образом, математическое моделирование на ЭВМ метасоматических колонок дает возможность количественно оценить один из элементов геолого-генетической модели ртутного месторождения — зону разгрузки потока палеогидротерм (на этапе предрудного метасоматоза). Моделирование следующего этапа — стадии рудного метасоматоза — цель дальнейшей работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Борисов М. В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. 1. Массообмен на участке растекания потока гидротерм // Геохимия. — 1982. — № 8. — С. 1108—1122.
- Борисенко А. С., Гречищева В. Н. Формации околорудных метасоматитов ртутных месторождений Тувы // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 156.

- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области / Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А., Щербань И. П. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 294 с.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. — М.: Атомиздат, 1971. — 239 с.
- Шваров Ю. В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 229, № 5. — С. 1224—1226.
- Helgeson H. C. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions // Geochim et Cosmochim. Acta. — 1968. — Vol. 32, N 8. — P. 853.
- Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures // Geol. Surv. Bull. — 1978. — N 1452. — 456 p.
- Smith R. H., Martell A. E. Critical stability constants. — N. Y.; London, 1977. — V. 4. Plenum press. — 251 p.

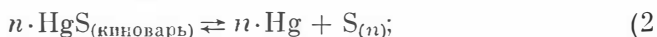
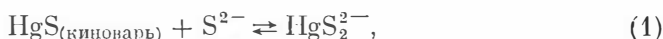
М. Б. Войцеховская, М. В. Борисов, А. А. Оболенский

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РТУТИ НА ТЕРЛГХАЙСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ТУВЕ

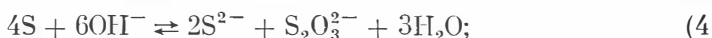
Существование первичных ореолов рассеяния ртути во вмещающих породах, сопровождающих формирование ртутных месторождений и зон минерализации, было впервые установлено А. А. Сауковым [1946]. Позже первичные ореолы рассеяния ртути и других элементов-индикаторов были выявлены на многих других сульфидных гидротермальных месторождениях, и геохимический метод, основанный на обнаружении и оконтуривании первичных ореолов рассеяния ртути, стал одним из основных методов поиска рудных месторождений и, прежде всего, месторождений ртути. Описанию первичных ореолов рассеяния, характеристике их морфологии, размеров, набора и количественного соотношения элементов-индикаторов, интенсивности и другим параметрам посвящено большое количество советских и зарубежных работ [Озерова, 1962; Версе, 1965; и др.]. Установлены формы нахождения ртути в ореолах рассеяния в виде самородной ртути, $HgCl_2$, киновари, изоморфной примеси в других сульфидах (сфалерите, блеклых рудах, пирите и т. д.), а также в виде примеси в решетке жильных минералов (барита, флюорита, карбонатов и др.).

В соответствии с представлениями А. А. Саукова формирование первичных ореолов ртути связано с наличием ртутной газовой фазы (Hg^0) над гидротермальным рудоносным раствором, способной легко проникать в окружающие породы в силу высокой упругости паров ртути. Развивая это представление, Ф. Диксон объясняет появление Hg^0 в гидротермальном растворе следующими причинами:

1) термальной диссоциацией Hg по реакции



2) термальной диссоциацией Hg в совокупности с взаимодействием между серой и H_2O , OH^- или другими ионами



3) при соприкосновении растворов с жидкой ртутью.

Из предложенных механизмов первый и третий предполагают образование первичных ореолов рассеяния после отложения HgS, т. е. подразумевается прохождение дополнительной волны высокотемпературных гидротермальных растворов, физико-химические параметры которых удовлетворяют условиям реакций (1)–(4) [Диксон, 1971].

Таким образом, до сих пор нет полной ясности в представлениях о механизме формирования первичных эндогенных ореолов рассеяния ртути, о месте этого процесса в ходе эволюции потока гидротермальных растворов в зоне рудообразования и метасоматического изменения вмещающих пород, хотя совершенно очевидно, что формирование первичного ореола рассеяния тесно сопряжено во времени и пространстве с окалорудным метасоматозом и рудоотложением.

В настоящей работе предлагается рассмотреть механизм реакции, обусловившей, вероятно, формирование первичных эндогенных ореолов рассеяния ртути на Терлигхайском месторождении. Изучение реакции, объясняющей появление Hg⁰ в гидротермальном растворе, и граничных условий, контролирующих осаждение Hg_ж, явилось одним из путей решения задачи численного моделирования гидротермального процесса на ЭВМ на основе программы «GIBBS» с воспроизведением предрудной и рудосопровождающей стадий метасоматоза (см. статью М. Б. Войцеховской в настоящем сборнике).

Исследовалась закрытая многокомпонентная гетерогенная система H—O—K—Na—Ca—Mg—Al—Si—Fe—C—Cl—S—Hg при изотерме $T = 150$ °C и $P = P$ насыщенного пара. Химический состав вулканогенных пород приведен в табл. 1, необходимые термодинамические данные для расчетов — в табл. 2.

Выбор качественного состава возможных исходных растворов был проведен с учетом результатов анализа газовойжидких включений в кварце и барите предрудной и рудной стадий метасоматоза. Количественная оценка состава исходных растворов проводилась путем решения серий задач моделирования их взаимодействия с вулканогенными вмещающими породами, которые позволили определить некоторые векторы составов. Выбранные векторы ограничивают «вилку» изменения состава исходных растворов, формирующих зональность аргиллизитов кварц-каолинитовой и кварц-гидрослюдистой фаций. Расчеты показывают, что метасоматические инфильтрационные колонки предрудной стадии кислотного выщелачивания на этом месторождении формировались кислыми, хлоридно-углекислыми растворами состава (моль на 1000 г H₂O): NaCl — 2,0; H₂CO₃ — 0,1; CaCl₂ — 0,5; HCl — 0,01; KCl — 0,1. Таким образом, поток растворов, участвующий в формировании ранней кварц-каолинитовой зоны аргиллизитов, был существенно хлоридно-углекислого состава и предопределил как начальный этап развития гидротермальной системы, так и условия возникновения первичных геохимических ореолов рассея-

Таблица 1

Химический состав вулканогенных пород Терлигхайского месторождения*

№ образца	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
П14	Рполит-дацитовый порфир	65,83	14,32	4,57	3,09	—	3,13	4,36	1,83	—
268	Андезитовый порфирит	69,91	13,67	2,17	1,51	0,21	2,41	3,43	2,22	0,23
Б5/6	Дацитовый порфир	69,64	13,64	2,79	2,43	—	2,19	3,15	2,70	0,22

* Приведен химический состав пород, необходимый для расчета по программе «GIBBS» модельной системы H—O—K—Na—Ca—Mg—Al—Si—C—Cl—S—Hg.

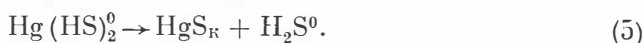
Термодинамические данные для ртутных минералов и комплексов ртути в водном растворе ($T = 150^\circ\text{C}$, $P = P$ насыщенного пара), кДж/моль *

Минерал, частица	ΔG_f^0	Частица	ΔG_f^0	Частица	ΔG_f^0
HgS	-40,92	Hg ²⁺	160,81	Hg(HS) ₂ ⁰	-30,01
HgCl ₂	-160,55	HgOH ⁺	-39,19	HgSHS ⁻	13,91
HgO	-45,04	Hg(OH) ₂ ⁰	-246,55	HgS ₂ ²⁻	86,96
Hg _ж	0	HgCl ⁺	-3,27	HgClHS ⁰	-99,65
HgCO ₃	-420,83	HgCl ₂ ⁰	-163,949	HgClS ⁻	-40,23
HgCO ₃ ·2H ₂ O	-509,03	HgCl ₃ ⁻	-285,008	HgSON ⁻	-79,21
Hg ⁰	39,2	HgCl ₄ ⁻	-398,54	HgCO ₃ ⁰	-384,51
Hg ₂ ²⁺	148,74	HgClOH ⁰	-207,797	HgOHCO ₃ ⁰	-566,39
				HgHCO ₃ ⁺	-419,97

* Значения ΔG_f^0 базисных частиц водного раствора и твердых фаз приведены в предыдущей работе (см. с. 144), в данной таблице вычислены на основании работ П. Л. Ходаковского и др. [1977], В. И. Белванцева и др. [1982].

ния ртути. Их фермирование тесно связано с механизмом последовательного насыщения рудоносного раствора сульфидной серой. Полученные нами результаты термодинамического моделирования гидротермальной рудообразующей системы, а также данные палеогеохимических и изотопных исследований [Озерова и др., 1986] свидетельствуют о постепенном обогащении гидротермального флюида сульфидной серой, максимум концентрации которой приходится на рудную стадию.

Теоретический расчет взаимодействия ртутьсодержащего хлоридно-углекисло-сульфидного раствора с вулканогенными породами показывает, что осаждение киновари при $T = 150^\circ\text{C}$ связано прежде всего с повышением активности сульфидной серы и происходит по реакции



При поступлении же в трещинную зону ртутьсодержащих растворов хлоридно-углекислого состава (моль на 1000 г H₂O): NaCl — 2,0; H₂CO₃ — 0,1; CaCl₂ — 0,5; HCl — 0,01; KCl — 0,1; HgCl₂ — 10⁻⁴, во внешних зонах инфильтрационной метасоматической колонки аргиллизитов образуется Hg_ж [Войцеховская, Борисов, 1988]. В табл. 3, 4 приведены изменения валовых концентраций элементов, значений pH и ионной силы раствора по мере изменения вмещающей среды, изменение соотношения между твердыми фазами, равновесными с фильтрующим раствором, и общая схема зональности теоретической метасоматической колонки ореола кислотного выщелачивания андезитового порфирита.

Т а б л и ц а 3
Изменение минерального состава метасоматических зон инфильтрационной колонки*

Твердые фазы	Соотношения между твердыми фазами, мас. %	Твердые фазы	Соотношения между твердыми фазами, мас. %
Кв + Кл*		Кв + Mc + Аб	
Кв	73,85	Кв	38,85
Гм	2,99	Гм	0,59
Кл	23,15	Mc	10,87
Кв + Mc		Дф	3,71
Кв	53,86	Кб	0,20
Тм	2,23	Аб	28,02
Mc	32,56	Мк	6,50
Дф	3,45	Эп	10,44
Кб	7,88	Hg _ж	0,0
Hg _ж	0,02		

* Сокращения названий минералов см. на с. 146.

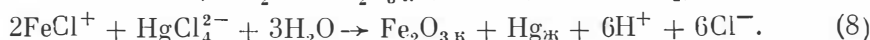
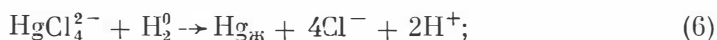
Состав и свойства раствора *A*, равновесного с ассоциацией $Kв + Кл + Гм$ («навеска» 1 г андезита), и раствора *B*, равновесного с ассоциацией $Kв + Кл + Гм + Mc + Hg_{ж}$ («навеска» 6 г андезита, $T = 150$ °С, $P = P$ насыщенного пара, концентрация в моль на 1000 г H_2O)

Соединение	Раствор <i>A</i>		Раствор <i>B</i>	
	m_i	γ_i	m_i	γ_i
Hg ⁰	1.9743E - 16	1.39863	1.0364E - 5	1.3991
HgCl ⁺	1.5185E - 13	0.66993	1.091E - 15	0.66974
HgCl ₂ ⁰	1.109E - 7	1.39863	7.9638E - 10	1.3981
HgCl ₃ ⁻	4.5396E - 6	0.66993	3.2576E - 8	0.66974
HgCl ₄ ²⁻	9.5347E - 5	0.07362	6.8359E - 7	0.07362
NaHCO	1.8313E - 5	1.39863	1.4182E - 3	1.3981
H ₂ CO ₃	9.9935E - 2	1.39863	9.5166E - 2	1.3981
HCO ₃ ⁻	1.4069E - 5	0.66993	1.0872E - 3	0.66974
H ₂ ⁰	4.304E - 20	1.39863	4.7729E - 4	1.3981
O ₂ ⁰	1.601E - 25	1.39863	1.3031E - 43	1.3981
Fe ²⁺	5.5828E - 5	0.07362	2.8218E - 4	0.07362
Fe ³⁺	1.4081E - 8	0.00186	2.6324E - 14	0.00186
Fe(OH) ₂ ⁰	2.7041E - 16	1.39863	3.0061E - 12	1.3981
FeOH ⁺	4.0227E - 10	0.66993	1.6508E - 7	0.66974
Fe(OH) ₃ ⁻	3.2782E - 23	0.66993	8.8608E - 17	0.66974
Fe(●H) ²⁺	1.008E - 7	0.07362	1.5302E - 11	0.07362
Fe(OH) ₂ ⁺	3.7414E - 8	0.66993	4.611E - 10	0.66974
Fe(OH) ₃ ⁰	1.8229E - 11	1.39863	1.8236E - 11	1.3981
Fe(OH) ₄ ⁻	2.7503E - 16	0.66993	2.2326E - 14	0.66974
FeCl ⁺	1.5417E - 4	0.66993	7.7907E - 4	0.66974
FeCl ₂ ⁺	3.9045E - 7	0.07362	7.2996E - 13	0.07362
pH	2.547		4.456	
Полная сила	3.1001		3.0965	

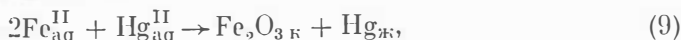
В тыловой зоне колонки (m породы : $m H_2O$ р-ра = 10^{-3}) в равновесии с кварцем находятся каолинит и гематит. Промежуточная зона (m породы : $m H_2O$ р-ра = $10^{-1}-10^{-2}$) представлена минеральной ассоциацией кварц+мусковит+гематит+Hg_ж. Твердые фазы внешней зоны характеризуются ассоциацией кварц+мусковит+гематит+микроклин+альбит+эпидот+дафнит+Hg_ж.

Анализ растворенных форм Hg²⁺ в растворе, равновесном с твердыми фазами тыловой зоны, показывает основную роль хлоридных комплексов, преобладание HgCl_{*n*}^{2-*n*} над Hg⁰ ($\lg a_{HgCl_4^{2-}} = -5,15$; $\lg a_{Hg^0} = -15,56$). Активность Fe^{III} в растворе $\lg a_{FeCl_2^+} = -7,54$; $\lg a_{FeCl^+} = -4,0$, а на границе тыловой и внутренней зон, где $\lg a_{FeCl_2^+} = -12,1$; $\lg a_{FeCl^+} = -3,2$; $\lg a_{Hg^0} = -5,31$; $\lg a_{HgCl_4^{2-}} = -5,17$.

Процесс осаждения гематита и Hg_ж можно описать следующими реакциями:



Из реакции (8) видно, что переход $\text{Hg}^{\text{II}} \rightarrow \text{Hg}^0$ сопровождается обратным переходом $\text{Fe}^{\text{II}} \rightarrow \text{Fe}^{\text{III}}$, при этом изменяется значение рН раствора от 2,6 в тыловой зоне до 4,5 в равновесной с $\text{Hg}_{\text{ж}}$. Обобщенную схему реакции (8) можно записать так:



где $\text{Fe}^{\text{II}} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, FeCl^+ ; $\text{Hg}^{\text{II}} \rightarrow \text{HgCl}_3^-$, HgCl_3^- .

Г. С. Симкин [1971] приводит данные по концентрации ртути в первичных эндогенных ореолах Терлигхайского месторождения — 80 г/т или $8 \cdot 10^{-3} \%$. Расчеты показывают, что эта цифра сопоставима с концентрацией $\text{Hg}_{\text{ж}}$ во внешних метасоматических зонах аргиллизитов — $n \cdot 10^{-3} \%$.

Подытоживая все вышесказанное, можно сделать вывод, что с начальным этапом развития гидротермальной рудообразующей системы связано поступление в трещинную зону гидротермального раствора существенно хлоридно-углекислого состава, содержащего Hg преимущественно в виде HgCl_n^{2-n} . При взаимодействии раствора с вмещающими породами происходит переход $\text{Hg}^{\text{II}} \rightarrow \text{Hg}^0$ за счет перехода $\text{Fe}^{\text{II}} \rightarrow \text{Fe}^{\text{III}}$. При этом изменение активности H^+ второстепенно, так как для реакции $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + e$ $E_h = 0,77$ В и при рН ≈ 3 оно не может вызвать эту реакцию [Мезон, 1950]. Интервал значений рН фильтрующегося раствора 2,6 ÷ 5,7. Соответственно кривая окислительного потенциала реакции перехода лежит в положительной области значений E_h и не зависит от рН. Насыщение минералообразующего раствора по Hg^0 приводит к осаждению $\text{Hg}_{\text{ж}}$ во внешних зонах инфильтрационной метасоматической колонки, формируя первичный ореол рассеяния ртути.

Вероятно, предложенный механизм формирования первичного ореола рассеяния ртути на Терлигхайском месторождении справедлив для объяснения условий образования таких же ореолов рассеяния и на других месторождениях аргиллизитового типа ртутной рудной формации, возникающих при участии кислых хлоридно-углекисло-сульфидных растворов при сходных $P-T$ -условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Белеванцев В. И., Гущина Л. В., Оболенский А. А. Гидротермальные растворы и миграция ртути // Гидротермальные низкотемпературные рудообразования и метасоматиты. — Новосибирск: Наука. Спб. отд.-ипе, 1982. — С. 3—49.
- Войцеховская М. Б., Борисов М. В. Моделирование на ЭВМ массообмена при аргиллизации вмещающих пород Терлигхайского месторождения ртути // Тез. докл. II Всесоюз. симпозиума. — Свердловск, 1988. — С. 86—87.
- Диксон Ф. У. Происхождение ореолов рассеяния ртути // Геология и геохимия рудных месторождений. — М.: Мир, 1971. — С. 45—53.
- Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. — М.: Иностран. лит., 1950. — С. 133—147.
- Озерова П. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 135 с.
- Озерова П. А., Борзенко А. С., Виноградов В. П. и др. Источники серы ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. — С. 156—170.
- Сауков А. А. Геохимия ртути // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. минерал.-геохим. — 1946. — № 17, вып. 78. — 128 с.
- Симкин Г. С. Геологическое строение, оруденение и эндогенные ореолы Терлигхайского месторождения ртути // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 1971. — 27 с.
- Ходаковский П. Л., Попова М. Я., Озерова П. А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах // Геохимия процессов миграции рудных элементов. — М.: Наука, 1977. — С. 86—118.
- Berze B. The use of mercury in geochemical prospecting for mercury // Econ. Geol. — 1965. — Vol. 60. — P. 1516—1528.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Озерова И. А., Бергер В. И., Виноградов В. И., Масленников В. В., Носик Л. П., Губанов И. В.</i> Источники серы ртутных и сурьмяных месторождений Верхояно-Кольмской провинции	5
<i>Панов Б. С.</i> О геолого-генетической модели ртутной рудной формации (на примере Никитовского рудного поля в Донбассе)	24
<i>Лебедев В. И.</i> Никель-кобальтовая арсенидная рудная формация (проблемы построения геолого-генетической модели)	33
<i>Коледа А. Я.</i> Генетическая модель серебро-сульфосольной формации (на примере Таласского рудного района, Северный Тянь-Шань)	40
<i>Озерова И. А., Горчаков И. Н., Манучарянц Б. О., Борисенко А. С.</i> Об источниках вещества ртутных и сурьмяных месторождений	53
<i>Борисенко А. С.</i> Палеогидрогеологический контроль размещения эпitherмального оруденения Алтае-Саянской складчатой области	74
<i>Никифоров И. А., Воронов В. Г., Исаходжаев Б. А.</i> Геологическая позиция и роль рудовмещающих пород в локализации оруденения ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня	85
<i>Панов Б. С.</i> О Сигуаншаньском месторождении сурьмы	95
<i>Бортников Н. С.</i> Проблемы применения парагенетического анализа минералов и экспериментальных данных при построении генетических моделей рудных месторождений	107
<i>Гуцина И. В., Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Оболенский А. А.</i> О роли атомарной растворенной формы H_2Oaq в природных гидротермах	113
<i>Широких И. Н., Алабин И. В., Боровикова Г. А., Васильев А. С., Матвеева Ж. В.</i> Рудно-метасоматическая зональность Комсомольского золоторудного месторождения (Кузнецкий Алатау)	123
<i>Тупяков В. Е., Розов Д. Н., Борщевский Ю. А., Широких И. Н., Медведевская И. П., Боровикова Г. А.</i> Гипогенная зональность месторождений Карийского рудного района Восточного Забайкалья	132
<i>Войцеховская М. Б.</i> Математическое моделирование массообмена при аргиллизации вмещающих пород Терлигхайского ртутного месторождения	142
<i>Войцеховская М. Б., Борисов М. В., Оболенский А. А.</i> Условия образования первичных ореолов рассеяния ртути на Терлигхайском месторождении в Туве	151

Научное издание

**ИСТОЧНИКИ
РУДНОГО ВЕЩЕСТВА
И ФИЗИКО-
ХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
ЭПИТЕРМАЛЬНОГО
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректоры *И. А. Абрамова, Г. И. Шведкина*

ИБ № 34503

Сдано в набор 17.08.88. Подписано к печати 12.12.89. МН-01545.
Формат 70×108 1/16. Бумага кн.-журнальная. Обыкновенная
гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,4.
Уч.-изд. л. 14,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 310. Цена 2 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18,
4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.

ИСТОЧНИКИ СЕРЫ РТУТНЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ПРОВИНЦИИ/Озерова Н. А., Берг В. И., Виноградов В. И., Масленников В. В., Носик Л. П., Губанов И. В. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрена проблема источников серы ртутных и сурьмяных месторождений Верхояно-Колымской провинции. Детальное изучение изотопного состава серы минералов руд этих месторождений показало важную роль коровых очагов серы в формировании и локализации разнотипного ртутного и сурьмяного оруденения. В качестве источников серы ртутных и сурьмяных месторождений этого региона предполагается сера осадочных морских сульфатов, сероводород нефтегазоносных отложений и подземных вод.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр.: 22 назв.

УДК 553.07

О ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ НИКИТОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ДОНБАССЕ)/Панов Б. С. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Описаны физико-химические особенности формирования ртутной минерализации Никитовского рудного поля. На основании изучения распределения стабильных изотопов серы, кислорода, водорода и углерода в рудных и им сопутствующих минералах, а также других сведений установлены характер гидротермальных рудообразующих растворов, их состав, свойства и эволюция в ходе гидротермальной деятельности. Приведены данные, свидетельствующие о мантийно-ювенильных источниках ртути в Донетском бассейне. Отмечена приуроченность ртутной минерализации региона к планетарному минерагеническому поясу глубинных дислокаций земной коры — линейменту Карпинского. На примере Никитовского месторождения, являющегося своего рода эталоном изученности ртутных месторождений, описана геолого-генетическая модель ртутной рудной формации.

Табл. 1. Библиогр.: 20 назв.

УДК 553.48

НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВАЯ АРСЕНИДНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (ПРОБЛЕМЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ)/Лебедев В. И. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрены принципы построения геолого-генетической модели рудообразующей системы конкретного формационного типа эндогенного оруденения. Охарактеризованы критерии и признаки выделения никель-кобальтовой арсенидной формации Центрально-Азиатского региона. Оцениваются полнота и достоверность геолого-геохимической информации, положенной в основу разрабатываемой геолого-генетической модели; обсуждены проблемы предмодельного параметрического описания эталонных объектов рудной формации, систематизации и обобщения данных по элементам рудообразующей системы никель-кобальтовой арсенидной оруденения и использования для этих целей электронно-вычислительной техники.

Библиогр.: 11 назв.

УДК 554.412(235.216)

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕРЕБРО-СУЛЬФОСОЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ТАЛАССКОГО РУДНОГО РАЙОНА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)/Коледя А. Я. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

В Таласском рудном районе, расположенном в центральной части одноименного хребта, к северо-востоку от глубинного Талассо-Ферганского разлома, эпitherмальное оруденение серебро-сульфосольной формации парагенетически связано со щелочным габброидным и базальтоидным магматизмом периода постпермской деструкции земной коры и сформировалось в дейтерооротенный этап активизации мантии Земли. По изотопам Pb и S устанавливается предшествующее серебро-сульфосольной формации Pb—Zn и одновозрастное ей Sn—Pb—Zn оруденение, образованное из единого мантийного источника. Показаны роль Mn в переносе металлов как элемента, характерного для глубинного магматизма, и роль процессов неорифтогенеза в формировании оруденения.

Табл. 6. Ил. 5. Библиогр.: 50 назв.

УДК 551.23 : 553.3/4 : 553.499 : 546.86

ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА РТУТНЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ/Озерова Н. А., Горчаков П. И., Мануцарияц В. О., Борисенко А. С. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрены источники рудного вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений (ртуть, сурьма, вольфрам, олово, медь, кобальт, никель, молибден, фтор, сера, битумоиды) и рудообразующих растворов. Полученные данные позволяют прийти к следующим выводам. Источники рудного вещества рассматриваемых месторождений включают как мантийные составляющие, так в значительной степени и коровые — различных уровней генерации мантии и земной коры. Весьма сунественна, иногда определяющая роль подземных вод (как захороненных морских и рассольных, так и метеорных) в ртутном и ртутно-сурьмяном рудообразовании. Появление тех или иных ассоциаций элементов, определяющих геохимический облик месторождений, обусловлено геологической историей развития соответствующих регионов, включающей литогенез, магматизм, метаморфизм, тектогенез и предшествующий рудогенез.

Табл. 4. Ил. 9. Библиогр.: 54 назв.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СЛАБЧАТОЙ ОБЛАСТИ/Борисенко А. С. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Приведены материалы по условиям образования, закономерностям размещения, источникам рудного вещества эпитеpмальных месторождений Алтае-Саянской слабчатой области. Показано, что в формировании рудного, серебро-сульфосольного и никель-кобальтового оруденения этого региона важную роль играли экзогенные хлоридные воды, залегающие среди девонских отложений герцинских прогибов. Смешение глубинных эндогенных флюидов с экзогенными водами явилось важным фактором формирования эпитеpмального оруденения, во многом определившим его локализацию в зонах разломов по обрамлению прогибов, выполненных девонскими отложениями.

Ил. 3. Библиогр.: 37 назв.

УДК 553.497/499 : 500.8

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РОЛЬ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ РУДНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ/Никифоров П. А., Воронов В. Г., Исаходжоев Б. А. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Приводятся результаты изучения геологической позиции рудно-сурьмяного оруденения Южного Тянь-Шаня и роли рудовмещающих пород в их локализации. На основе анализа физико-механических свойств различных рудовмещающих пород делается вывод о большой роли стратиграфического и литологического факторов в определении формы, типов и места основных рудоконцентрирующих структур в стратиграфическом разрезе. Однако решающее значение в размещении промышленного рудно-сурьмяного оруденения принадлежит структурным факторам. Выявление соотношений между рудовмещающими телами минерализованных пород и промышленными рудными телами может дать надежный ориентир для поисков.

Библиогр.: 41 назв.

УДК 553.497.2

О СИГУАНШАНЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУРЬМЫ/Панов Б. С. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Описывается уникальное по масштабу Сигуаншаньское сурьмяное месторождение, относимое автором к классу телетермальных амагматогенных. Характеризуется геологическое строение Сигуаншаньского рудного поля, морфология и минеральный состав рудных тел, геологические особенности и гидротермальные изменения вмещающих пород и руд. Приведены результаты изучения флюидных включений в минералах, изотопов серы, свинца, кислорода и углерода, привлеченных для оценки физико-химических параметров оруденения и характеристики гидротермальных растворов.

Табл. 3. Ил. 7. Библиогр.: 4 назв.

УДК 549.3/553.3

ПРОБЛЕМЫ ПРИМЕНЕНИЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ/Бортников Н. С. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрены основные проблемы, обусловленные противоречивостью имеющих ся экспериментальных данных и отличием наблюдаемых в природе и в лабораторных условиях минеральных ассоциаций, а также решением вопроса, было ли достигнуто равновесие при отложении руд. Сопоставлены текстурно-структурные и геохимические критерии при выделении равновесных ассоциаций в рудах. На конкретных примерах показано достижение частичного равновесия при формировании рудных месторождений.

Библиогр.: 16 назв.

УДК 550.44 : 546.49 + 553.499

О РОЛИ АТОМАРНОЙ РАСТВОРЕННОЙ ФОРМЫ $Hg^{2+}aq$ В ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМАХ/Гущина Л. В., Белванцев В. И., Колонин Г. Р., Оболенский А. А. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

На основе экспериментальных данных методом высокотемпературной спектроскопии подтверждены возможность значительных концентраций $Hg^{2+}aq$ формы в растворах с низкой концентрацией хлорид-иона и незначительной роли данной формы в переносе ртути высококонцентрированными хлоридными и хлоридно-сульфидными гидротермальными растворами.

Табл. 4. Ил. 8. Библиогр.: 34 назв.

УДК 553.24

РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОМСОМОЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛТАУ)/Широких И. П., Алабин Л. В., Боровикова Г. А., Васильев А. С., Матвеева Ж. Е. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрены особенности концентpической зональности руд и околорудных метасоматитов, характер пространственно-временной взаимосвязи между формациями и фашиями метасоматитов и парагенетическими ассоциациями кварц-сульфидных жил. Показано важное значение элементов зональности при оценке перспектив оруденения на глубину и фланги в пределах как известных, так и вновь обнаруживаемых гидротермальных кварцево-жильных золоторудных месторождений.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр.: 16 назв.

ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРИЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ/Туляков В. Е., Розов Д. Н., Борцовский Ю. А., Широких И. И., Медведевская Н. И., Боровикова Г. А. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

С использованием минералого-геохимических, физических, термобарометрических и масс-спектрометрических методов изучения рудно-метасоматических процессов и их продуктов рассматривается эндогенная зональность руд и околорудных метасоматитов месторождений, участков и рудопроявлений Карийского рудного района.

Табл. 5. Ил. 1. Библиогр.: 16 назв.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАССООБМЕНА ПРИ АРГИЛЛИЗАЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТЕРЛИГХАЙСКОГО РТУТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ/Войцеховская М. Б. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

Рассмотрены результаты математического моделирования на ЭВМ процессов массообмена между кислым натрово-хлоридно-карбонатным раствором и вмещающими вулканогенно-осадочными породами Терлигхайского рудного поля. Массообмен рассмотрен в системе $H-O-K-Ca-Na-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S$ при изотерме $150^{\circ}C$ и давлении, равном давлению насыщенных паров. Определены составы растворов, формирующих зональные ореолы метасоматитов. Рассчитанные метасоматические инфильтрационные колонки сопоставимы с картируемыми колонками метасоматитов в пределах рудного поля. Количественную оценку получили состав и физико-химические свойства гидротермального раствора.

Табл. 5. Ил. 5. Библиогр.: 8 назв.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РТУТИ НА ТЕРЛИГХАЙСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ТУВЕ/Войцеховская М. Б., Борисов М. В., Оболенский А. А. // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

На основе данных термодинамического моделирования необратимой эволюции многокомпонентной гетерогенной системы $H-O-K-Na-Ca-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S-Hg$ при $T = 150^{\circ}C$ и $P = P$ насыщенных паров показана реакция, описывающая насыщение хлоридно-углекислого ртути содержащего раствора по $Hg_{ж}$, что и обуславливает формирование первичного ореола рассеяния ртути во вмещающих породах и зонах околорудных аргиллизитов. Предполагается, что данная реакция описывает механизм образования первичных (эндогенных) ореолов рассеяния ртути и на других ртутных месторождениях аргиллизитового типа.

Табл. 4. Библиогр.: 10 назв.